

**PETROGRAPHISCH-GEOCHEMISCHE
UNTERSUCHUNGEN IM
ZILLERTALER ZENTRALGNEISKERN.
EIN BEITRAG ZUM ZENTRALGNEISPROBLEM
DER WESTLICHEN HOHEN TAUERN.**

Egfrid Prosser

1975

PETROGRAPHISCH-GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN IM
ZILLERTALER ZENTRALGNEISKERN.
EIN BEITRAG ZUM ZENTRALGNEISPROBLEM DER WESTLICHEN
HOHEN TAUERN.

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität
zu München

Vorgelegt von
Egfrid Prosser

München 1975



1. Berichterstatter: Prof. Dr. D. D. Klemm
 2. Berichterstatter: Prof. Dr. H. G. Huckenholz
- Tag der mündlichen Prüfung: 21. Juli 1975

Vorwort

Herrn Prof. Dr. D.D. Klemm danke ich für die Übertragung der Arbeit und die stets hilfreiche Unterstützung während ihrer Durchführung.

Herr Prof. Dr. K. Schmidt, Vorstand des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, stellte Arbeitsplatz und Geräte zur Durchführung dieser Arbeit dankenswerterweise zur Verfügung.

Für die Einführung an der EMA möchte ich mich bei Herrn Dr. K. Weber-Diefenbach bedanken.

Weiter gilt mein Dank Herrn Dr. B. Lammerer für die zahlreichen Anregungen und die Hilfe bei der Probennahme im Gelände.

Meinem Kollegen M. Reissinger danke ich für die Überlassung der chemischen Analysen von Gesteinen der Greiner Serie.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Inhaltsverzeichnis.

Seite

1	EINFÜHRUNG	1
1. 1	Geologischer Rahmen	1
1. 2	Frühere Arbeiten	3
1. 3	Problemstellung	5
2	PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN	9
2. 1	Die Profile	9
2. 2	Die leukokraten Hauptgesteinstypen	9
2. 2. 1	Der Granodiorit im Norden	10
2. 2. 2	(Muskowit) - <u>Biotit</u> - (Amphibol) - <u>Gneis</u>	15
2. 2. 3	Der Feldspatblastengneis	17
2. 2. 4	Orbikulitvorkommen.	19
2. 3	Die melanokraten Gesteine des Zillertaler Zentralgneises	21
2. 3. 1	Metagabbro	21
2. 3. 2	Amphibolite	23
2. 3. 3	Biotitschiefer	24
2. 3. 4	Lamprophyre	26
2. 4	Das Konzentrationsdreieck Quarz-Feldspat-Mafite für die Gesteine des Zillertaler Kerns und Zweiglimmergneise der Greiner Serie	27
2. 5	Die Anorthitgehalte der Zen- tralgneisplagioklase und deren Beziehung zum Gesamtbau des Arbeitsgebietes	32

3	GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN	37
3. 1	Hauptchemismus der leuko- kraten Zentralgneisgesteine	37
3. 2	Geochemische Korrelationen	41
3. 2. 1	Die Diagramme Ti/Zr, CaO/SiO ₂ und die Niggli-Parameter c/mg.	41
3. 2. 2	Die basischen Einschlüsse und deren Beziehung zu den Wirts- gesteinen	45
3. 3	Geochemie der Zillertaler Zen- tralgneisbasite	49
3. 3. 1	Hauptchemismus	49
3. 3. 2	Diagramm der Niggli-Parameter c/mg für die Basite und das Konzentrationsdreieck 100 mg/c/ al-alk	50
3. 3. 3	Die Cr und Ni Gehalte der Basite	52
3. 4	Die Zillertaler Zentralgneis- gesteine im Diagramm der Niggli- Parameter al - alk (= T) gegen c.	55
4	Schlußfolgerungen, der Bau und die Genese des Zillertaler Zen- tralgneiskerns betreffend	58
4. 1	Geologischer Aufbau und Lage- ungsverhältnisse	58
4. 2	Zur Genese der Zillertaler Zentralgneise	59
5	Analysenmethodik	61
5. 1	Probennahme	61
5. 2	Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	61
5. 3	Atomabsorptionsanalyse und Spek- tralphotometer	63
	Literaturverzeichnis	64
	Anhang mit Analysentabellen	70

Zusammenfassung

An zwei geologisch-petrographischen und geochemischen Profilen durch den Zillertaler Zentralgneiskern wurden Aufbau und Genese dieser Tauerngesteine studiert. Es konnten drei, einen Großlagenbau bildende, leukokrate Zentralgneistypen unterschieden werden.

Den Innenbereich des Zillertaler Kerns nehmen zwei palingene, konkordante granitische bis quarzdioritische Serien ein. In diesen Gesteinen wurden zum Lagenbau ebenfalls konkordante Ortho- und Parabasiteinschaltungen angetroffen, an denen während der palingenen Entwicklung Migmatisationsvorgänge stattgefunden haben.

Beim dritten Zentralgneistyp handelt es sich um eine jüngere, paragene Bildung, die lithologische Parallelen zu Schieferhüllgesteinen (Greiner Serie) aufweist.

Für den palingenen Zentralgneismagmatit kann permisches bis präpermisches Alter als gesichert vorausgesetzt werden (BESANG et al. 1968; JÄGER et al. 1969; SATIR 1975) und somit müssen diese Gesteine in einem für das alpine Orogen angenommenen Subduktionsmodell (ERNST 1973; CLOSS 1975; BÖGEL 1975) bereits als geologische Einheit vorgelegen haben.

1 E I N F Ü H R U N G

1. 1 Geologischer Rahmen.

Die Zentralgneiszzone der Hohen Tauern erstreckt sich als Teil der Ostalpen vom Brenner zum Katschberg. Dieser Linie folgt in jenem Bereich der Verlauf des Alpenhauptkammes. Die geologisch-tektonische Stellung der Zentralgneise im alpinen Gebirgsbau ist wie folgt kurz zu umreißen:

Im Tauernfenster tritt der präalpidische Sockel, bestehend aus prävariszischen und variszischen Metamorphiten als Zentralgneiskern zu Tage. Diesem Kern lagern die Schieferhüllgesteine in autochthonem bis parautochthonem und allochthonem Verbands auf. Die Gesteine am Tauernwestende, dem Arbeitsgebiet der vorliegenden Untersuchung, wurden weitläufig unter den Bedingungen der höchsttemperierten Grünschieferfazies, in den zentralen Bereichen unter denen der niedrigsttemperierten Amphibolitfazies des Barrow-Typs nach WINKLER (1967) im Zuge der alpidischen Orogenese metamorph überprägt (MORTEANI 1971, PROSSER 1972, WEBER-DIEFENBACH 1975). Diese Metamorphose ist vornehmlich auf eine Überlagerung durch die ostalpinen Deckeneinheiten während der O-Kreide bis zum Höheren Miozän zurückzuführen.

Die Zeitspanne der alpidischen Metamorphose wurde von SATIR (1975) mit Hilfe von Rb/Sr-Hellglimmer-

altern im weiter westlich gelegenen Schneeberger Zug bestimmt, wonach das alpine Geschehen dort bei 120 Mill.J. beginnt. Die K/Ar und Rb/Sr Abkühlalter erbrachten hier 90-77 Mill.J.. Die jungalpidische Metamorphose wird im Tauernfenster mit K/Ar und Rb/Sr Hellglimmeraltern von 35-25 Mill.J. datiert, wobei Abkühlalter von 18-12 Mill.J. das Ende der Tauern-metamorphose kennzeichnen.

Was das Gesamtalter der Zentralgneise anbetrifft, so stehen heute eine Reihe von radiometrischen Bestimmungen zur Verfügung. Nach JÄGER et al. (1969) ergaben Rb/Sr-Gesamtaltersbestimmungen an Augen- und Flasergranitgneisen des nördlichen Großvenedigergebietes (Hohe Tauern) Werte von 246 Mill.J.. BESANG et al. (1968) bestimmten die K/Ar Alter von Hornblenden und Biotiten schwach metamorpher Tonalitgranite mit 290-360 Mill.J.. Die Gesamtgesteinsisochrone eines Aplitgranits im Tonalitgranit ergab für dieses Gestein ein Alter von 282 ± 6 Mill.J..

Neueste Ergebnisse liegen auch hier von SATIR (1975) vor: An einem jüngeren Gestein des Zentralgneises der westlichen Hohen Tauern wurde eine Isochrone von 236 ± 26 Mill.J. erhalten. Dieses Alter belegt die bis in das jüngste Perm reichende sehr intensive thermische Aktivität der variszischen Orogenese.

Die Altersbestimmungen belegen zunächst einmal prämesozoisches Alter für alle Zentralgneise, wobei die Tonalitgranite nicht die jüngsten Gesteine, wie früher angenommen (KARL 1959), sind. Zudem

liegt aufgrund der unterschiedlichen Altersdaten eine Differenzierung dieser allgemein als Zentralgneise bezeichneten Gesteine auf der Hand.

1. 2 Frühere Arbeiten

Von den Schriften B. SANDER's und F. BECKE's aus der Frühzeit der Alpengeologie sind unmittelbare Berührungspunkte zur vorliegenden Arbeit gegeben und daher wird auf diese Autoren eingehend Bezug genommen.

SANDER (1911) folgerte in seinen "Studien am Tauernwestende", die vorwiegend feldgeologisch-petrographischer Natur sind, für die Zentralgneise eine Bildung aus psephitisch-psammitischem Ausgangsmaterial wechsellagernd mit Orthogneisen, wobei er ausdrücklich auf fehlende Spuren von Intrusionen hinweist. So schreibt SANDER (1911, S 47): "Keiner der Zentralgneise bricht als Stock durch die anderen." Die Abgrenzung von Zentralgneis zur Schieferhülle, der Ortho- von den Paragneisen ist nach SANDER (1911) oft nicht möglich.

In den "Erläuterungen zur geologischen Karte Meran/Brixen" (SANDER 1929) charakterisierte der Autor die Tauerngneise als "konkordante Lagen von granitischen, tonalitischen, aplitischen und porphyrischen Orthogneisen, zu welchen sich - vortektonisch namentlich oben, nachtektonisch peripher oder eingefaltet Paragneise bis Glimmerschieferarterite und -migmatite gesellen." Hier tauchte also bereits die Vorstellung einer

Bildung der Tauerngneise aus einem gemeinsam
verfaltetem "basement" von Orthogesteinen mit
darüberliegenden Paragesteinen auf.

BECKE (1903) versuchte vom Pauschalchemismus
der Zentralgneisgesteine eine Einteilung in Ortho-
und Paramaterial zu treffen. BECKE (1903, S. 194):
"Unter den Gesteinen, die uns in den Zentralalpen
in der Maske der krystallinen Schiefer entgegen-
treten, gibt es Abkömmlinge ursprünglicher Sedi-
mente als auch solche von Erstarrungsgesteinen."
BECKE (1903) konstatierte an Hand von 25 Voll-
analysen bereits einen unterschiedlichen Haupt-
chemismus der tonalitähnlichen Zentralgneise
gegenüber den eigentlichen Tonaliten des Adamello.

Einen gänzlich anderen Weg zur genetischen Deutung
der Zentralgneise beschritt KARL (1959) und
KARL & MORTEANI (1960). Von diesen Bearbeitern
wurde ein Großteil der Zentralgneise aufgrund eines petro-
graphisch-geochemischen Vergleichs den periadria-
tischen Intrusivgesteinen von Typ Adamello zuge-
ordnet. Es wurde für sie daher eine hochplutonische
Platznahme alpidischen Alters (vor bis während
der laramischen Phase) gefordert. Die Bildung des
tonalitischen Magmas führte man sowohl auf Palin-
genese von Biotit-Plagioklasgneisen und Metabasiten
in großen Tiefen als auch auf eine magmatische
Differentiation hybrider gabbroider Schmelzen zurück.
Von den Tonaliten (der Zentralgneise) trennte
KARL (1959) die sog. "Augen- und Flasergneise" ab
und sah sie als stofflich homogene Normalgranite,
dem Altkristallin der Tauernschieferhüllen und des
Ötztals vergleichbar, an.

Die physikalisch bestimmten Alter der Zentralgneisgesteine sind als gesichert anzusehen und somit ist die vorliegende Arbeit aus der Sicht dieser Ergebnisse durchgeführt worden.

1. 3 Problemstellung

In dieser Arbeit soll an Hand zweier geschlossener petrographisch-geochemischer Profile durch den Zillertaler Zentralgneis einmal das geologische Auftreten und die Mannigfaltigkeit der Gesteine dokumentiert werden, die bisher auf der geologischen Karte unter dem Begriff "Zentralgneis" zusammengefaßt wurden. Die petrographischen Untersuchungen waren auf Unterscheidungsmerkmale und -möglichkeiten der einzelnen Gesteinstypen, sowie deren genetische Interpretation ausgerichtet. Was die detaillierte Beschreibung der Zentralgneisgesteine des Arbeitsgebietes anbetrifft, so muß auf die Arbeiten von CHRISTA (1931) und KARL (1959) verwiesen werden.

Die petrographischen Ergebnisse waren von der Geochemie her zu ergänzen. Hier lieferten geochemische Schnellmethoden (Röntgenfluoreszenzanalyse, Atomabsorptionsanalyse und Spektralphotometer) eine angemessene Anzahl (125) von Gesteinsvollanalysen sowie die Bestimmung wichtiger Spurenelemente, um von den Zentralgneisgesteinen eine Interpretation ihrer Ortho- und Paranatur auf geochemischer Basis durchzuführen. Weiter sollten petrographisch-geochemische Parallelen zu Gesteinen der Schieferhülle (Greiner Serie - Bearbeiter und Analysen: M. REISSINGER) untersucht werden.

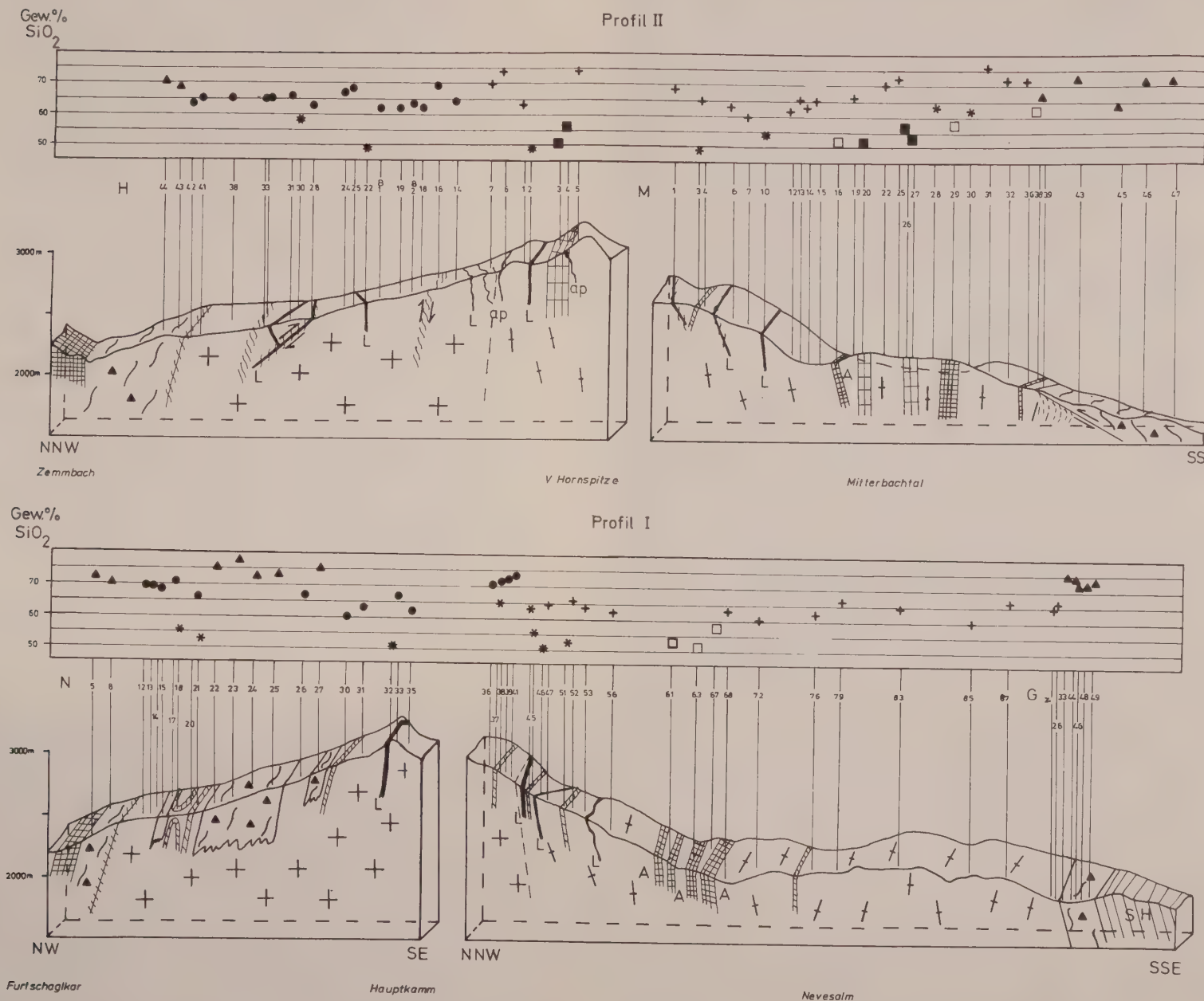
Die gewonnenen Ergebnisse waren schließlich in das Gesamtbild des Alpenbaues einzufügen, welches gerade in den letzten Jahren im Detail wie auch im Grundsätzlichen unter neuen Gesichtspunkten, wie sie die Plattentektonik anbietet, diskutiert wird (siehe GIESE (1968); ANGENHEISTER et al. (1972); DEWEY et al. (1973); ERNST (1973); BÖGEL (1975) und CLOSS (1975)).



Abb. 1: Lage der bearbeiteten Profile (I + II) in der tektonischen Karte des Tauernwestendes (TOLLMANN 1963).

X X Zentralgneis - - - Untere Schieferhülle ■ Hochstegenfazies

Petrographisch - geochemische Profile durch den Zillertaler Zentralgneis



Legende

Geol. Petrogr. Profil		Geochem. Profil
+	Granodiorite (im N)	•
† A †	(Muskowit) - Biotit - (Amphibol) - Gneise	+
▲ / ▲	Feldspatblastengneise	▲
▨	Biotitschiefer	*
▧	Amphibolite	□
▩	Metagabbros	■
L	Lamprophyre	*
ap	Aplite	
S/H	Schieferhülle	

M 1 : 25 000
1 km

2 PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

2. 1 Die Profile.

Die geologischen Positionen der petrographisch-geochemischen Profile sind aus Abb. 1 zu entnehmen. Abb. 2 zeigt die Profile ohne Überhöhung im Maßstab 1:25 000 als Blockbilder dargestellt. Das Profil I folgt der Linie Furtschaglkar - Nevesattel - Ursprungsbach - und endet etwa 1 km nördlich von Lappach im Mühlwaldertal.

Das Profil II beginnt unmittelbar östlich der Berliner Hütte im Oberen Zemmgrund, führt über den Hornrücken zum Hauptkamm bei der Hornspitzgruppe und endet an der Einmündung des Mitterbachtals in das Weißenbachtal.

Die nördlichen Profilabschnitte liegen auf dem Territorium der Bundesrepublik Österreich, die südlichen Abschnitte, ab dem Hauptkamm, der die Staatsgrenze zu Italien bildet, liegen im italienischen Südtirol. Diese Profillinien bilden die Fortsetzung von bereits in Bearbeitung stehenden petrographisch-geochemischen Profilen durch die Greiner Serie, welche die beiden Zentralgneis-äste am Tauernwestende trennt. (vgl. Abb: 1.)

2. 2 Die leukokraten Hauptgesteinstypen.

Bei der Profilaufnahme wurden drei leukokrate Hauptgesteinstypen im Zillertaler Zentralgneiskern unterschieden:

1. Magmatite von granitischer bis quarzdioritischer, im wesentlichen von granodioritischer Zusammen-

setzung. Diese Gesteine bauen den nördlichen Innenbereich des Zillertaler Kerns auf, wie aus ihren nahezu identischen Positionen in beiden Profilen (deren E - W Abstand 5 km beträgt) zu erkennen ist.

2. (Muskowit) - Biotit - (Amphibol) - Gneise wurden im südlichen Innenbereich des Zillertaler Kerns angetroffen.

3. Feldspatblastengneise stellen den dritten leukokraten Gesteinstyp. Sie sind einmal in den nördlichen und südlichen Randbereichen und zum anderen als Schuppen oder möglicherweise als Einfaltungen im Dach der beiden erstgenannten Gesteinstypen anzutreffen.

2. 2. 1 Der Granodiorit (z.T. granitisch und quarzdioritisch) im Norden.

Mineralbestand der Granodiorite z.T. granitisch bis quarzdioritisch aus 14 Modalanalysen:

Quarz 14-43 (Vol)%; Plagioklas (An 15-37 + Ab) 19-48 %; Kalifeldspat 0-21%; Biotit 6-26%; Muskowit 0-13%; Hornblende 0-5%; Klnozoisit 0-11%; Epidot 0-7%.
Akzessorien: Titanit, Rutil, Granat, Zirkon, Apatit, Karbonat, Orthit, Chlorit, Erz.

Dieses Gestein des Zillertaler Kerns zeigt in der Regel die deutlichsten Merkmale eines Magmatits wie richtungslose Körnigkeit, magmatische Fluidaltexturen und eine intensive aplitische sowie lamprophyrische Durchaderung. KARL (1959) bezeichnete diesen Typ als Tonalitgranit; von dieser Benennung wird hier Abstand genommen, da die bearbeiteten Gesteine aus genetischen Gründen, wie im Folgenden gezeigt werden wird, und auch vom Modalbestand her nicht den Tonaliten entsprechen.

Ein weiteres Merkmal dieses Gesteins ist das häufige Auftreten von basischen Einschlüssen, die, wie Feldbeobachtungen gezeigt haben, einen Anstieg der Farbzahl des umgebenden Muttergesteins bewirken und somit unmittelbar den Gesteinschemismus beeinflussen. Diese Wechselbeziehung von basischen Einschlüssen zum leukokraten Wirtsgestein wird noch eingehender zu behandeln sein.

Bei den granodioritischen Magmatiten sind im Dünnschliff drei Plagioklasgenerationen zu unterscheiden. Diese Beobachtung trifft für die weiteren bearbeiteten Gesteine des Zillertaler Zentralgneises mit Einschränkungen zu und wird an dieser Stelle ausführlich beschrieben, da sie für petrogenetische Schlußfolgerungen verwendbar ist.

So sind die drei Plagioklasgenerationen unter Berücksichtigung der bekannten Altersdaten (siehe unter 1. 1) wie folgt zu interpretieren:

Plagioklas I (An 25-37) ist eine magmatische Bildung idiomorpher Kornform mit starker Mikrolithenfülle, welche vorwiegend aus Klinozoisit, untergeordnet aus Epidot, Muskowit und vereinzelt auch aus Biotit besteht (sog. "Gerüstplagioklase" nach KARL 1959). Diese Mikrolithen, deren Bildung auf die retrograd-metamorphe Überprägung der Zentralgneisgesteine durch die alpidische Metamorphose zurückzuführen ist, zeichnen einen ehemals normalen Zonarbau des Plagioklases mit häufig oszillierenden An-Ge-

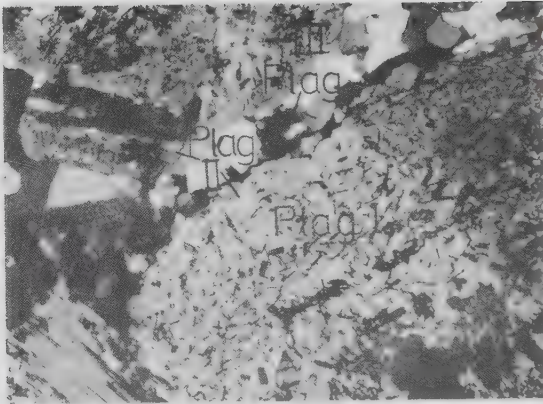


Abb. 3: Schliff P₃₆ Quarzdiorit im Norden (aus dem Hornkeesbereich, Vergr. 30x, Nicol +) mit den drei Plagioklasgenerationen. Plag I (rechte Bildhälfte) mit zonierter Mikrolithenverteilung und Anwachsrand von Plag. II. In der Grundmasse Plag. III.

halten nach; selten folgt auf einen inverszonierten Kern nach außen Normalzonarbau.

Plagioklas II (An 15-35) besitzt inversen Zonarbau, xenomorphe Kornform und eine mäßige Mikrolithenfülle, bestehend aus Serizit und Quarz. Überwiegend ist Periklinverzwillingung, sehr selten sind Albitzwillinge anzutreffen. Diese Plagioklasgeneration findet sich auf Rupturen und Zwickeln von Plagioklas I oder bildet einen mikrolithenfreien Anwachsraum um diesen. Vereinzelt ist mechanische Kornzer-

legung, verursacht durch die tektonische Überprägung, an Plagioklas II noch zu erkennen. Diese Merkmale sprechen für eine metamorphe Frühbildung dieser Generation II.

Die Generation III besteht aus mikrolithenfreien, xenomorphen Albiten bis Oligoklasen (bis An 15), die in der Grundmasse zusammen mit Quarz in nesterartigen Anhäufungen auftreten oder ein weitmaschiges Netzwerk bilden. Diese Individuen sind unverzwilligt, zeigen schwach inversen Zonarbau und sind als postdeformative, spät-metamorphe Bildungen anzusehen.

Hornblende ($2V_x 74^\circ$, $2Ac 16^\circ$, mit Pleochroismus: x=gelbgrün, y=grün, z=blaugrün), ein wesentlicher Bestandteil tonalitischer Gesteine an sich, ist lediglich in wenigen Schliffen aus dem Bereich des Hornrückens (REISSINGER 1971) anzutreffen. (max. 5 Vol.% im Gesamtgestein). Sie ist nach ihrem Chemismus als gemeine bis tschermakitische Hornblende zu bezeichnen (siehe Tab. 1b).

Biotit (x=dunkelbraun, y=z=graubraun) wird reichlich von idiomorphen feinen Titanitkörnern umsäumt. Im Inneren von Biotitsammelkristalliten zeigen häufig die Titanite die Korngrenzen ehemaliger Einzelindividuen an. Neben den rekristallisierten Biotiten finden sich feinschuppige Aggregate, deren Basisflächen im Winkel der Kopfspaltrisse von Amphibolen zueinanderstehen und als retrograde Umwandlungen von diesen anzusehen sind. An Korngrenzen

solcher Biotite zu Plagioklas I kommt es häufig zur Sprossung von poikilitischem Granat.

Weitere Neubildungen sind basisparallele Verwachsungen von Chlorit mit Biotit, sowie idiomorpher, im freien Korngefüge auftretender Epidot, welcher zusammen mit Biotit und den Plagioklasen I und II auftritt. Häufig ist in dieser Umgebung auch der für die Zentralgneise typische braunrote Orthit zu finden, umgeben von einem feinkörnigen Klinozoisitgewebe.

Die granodioritischen, metamorph überprägten Zentralgneismagmatite besitzen ein richtungslos-körniges Primärgefüge idiomorpher Plagioklasse, während die restlichen heute vorliegenden gesteinsbildenden Minerale entweder retrograde Umwandlungsprodukte des Primärbestandes darstellen (Hornblende zu Biotit, An-reicher Plagioklas zu An-ärmeren Plagioklas und Ca-Epidot), oder als Sammelrekristallisate (Biotite z.T.), oder als metamorphe Neubildungen (Epidotmineralien, Granate, Chlorite, Albite usw.) während der alpidischen Metamorphose anzusehen sind.

Innerhalb der Magmatite sind weiträumige Vergneisungszonen sowie zahlreiche zu Schieferungsparallele Störungen anzutreffen, in denen eine mechanische Zerlegung des Primärgefüges stattfand; hierbei setzte die metamorphe Überprägung zeitlich vor der tektonischen ein und überdauerte dieselbe wie dies einmal kataklastische Oligoklas- bis Andesinblasten (der Generation II) und zum anderen posttektonische Albitblasten be- weisen.

2. 2. 2 (Muskowit) - Biotit - (Amphibol) - Gneis.

Mineralbestand (Muskowit) - Biotit - (Amphibol) -
Gneis aus 9 Modalanalysen:

Plagioklas (An 18-34 + Albit) 16-41%; Quarz
17-32%; Biotit 15-28%; Kalifeldspat 0-8%;
Muskowit 0-12%; Klinozoisit 0-15%; Epidot 0-21%;
Hornblende 0-21%.
Akzessorien: Chlorit, Granat, Karbonat, Orthit,
Titanit, Zirkon, Erz.

Als zweite Zentralgneisserie wurden die (Muskowit)-
Biotit-(Amphibol)-Gneise, kurz Biotitgneise ge-
nannt, im südlichen Innenbereich des Zillertaler
Kerns unterschieden. (vgl. Abb. 2). In tekto-
nisch weniger beanspruchten Partien dieser
Serie sind ähnliche Beziehungen von magmatischer
Entwicklung und metamorpher Überprägung, wie sie
bei den Granodioriten im Norden beobachtet wurden,
zu vermerken. So ist also auch hier vom Gelände-
befund her auf eine prämetamorphe magmatische
Natur zu schließen und die vorherrschend gneisige
Paralleltextur als Folge der alpidischen Ein-
engungstektonik zu verstehen.

Als wesentlicher Unterschied sind in den Biotit-
gneisen Basiteinschaltungen in Form von Amphibo-
liten und Metagabbros vorhanden. In Profil I
sind diese Gesteine als Amphibolite anzutreffen,
während diese im Streichen der Gneise gut ver-
folgbaren konkordanten Einschaltungen in Profil
II überwiegend gabbroidisch ausgebildet sind.

Unter dem Mikroskop weisen die Gneise neben dem
von den Glimmeranteilen gebildeten Parallelge-

füge gegenüber den richtungslos-körnigen Granodioriten des Hornkeeses und des Hauptkammbeereichs folgende Unterschiede auf: Nur Plagioklas II (An 18-34) und III (Albit) ist vorhanden. Dagegen sind idioblastische Sammelkristallisate von Epidotmineralien mit solchen von Titaniten subparallel zu den Bahnen des Gneisgefüges zu finden, während Plagioklas und auch Biotit, die sonst als prätauernkristalline Relikte vorhanden sind, in dem Gneis als Neubildungen anzusehen sind. Die Ursache dafür ist im Zusammenwirken von Tektonik und retrograder Metamorphose zu sehen. Es kommt zur Trennung der durch die Metamorphoseeinwirkung entstandenen Neubildung (Klinozoisit bzw. Titanit) vom Ausgangsprodukt (Plagioklas I bzw. Biotit I) aufgrund des unterschiedlichen Verhaltens der Minerale gegenüber der tektonischen Beanspruchung und demnach zu einer Neuordnung auf den durch die nämliche Tektonik geschaffenen Strukturen und Gefügen.

Bemerkenswert ist das Ansteigen des Kalifeldspatgehalts in diesen Gneisen (von 0 bis 8 Vol.%), welches mit dem Grad der Vergneisung konform geht. Es handelt sich um syn- bis posttektonische, xenomorphe Mikroklinpoikiloblasten, deren Sprossung durch die Mobilisierung der Alkalien im Zuge der metamorphen Überprägung ermöglicht wurde. Quarz und Albit bauen zusammen mit den Kalifeldspäten ein Implikations- bis Pflastergefüge zwischen den lepidoblastischen und granoblastischen Strukturen der Paralleltextur auf.

Das Auftreten der Hornblende (siehe Tab. 1 b) in diesem Gestein ist klar an die Amphibolit-einschaltungen, wie sie im Ursprungsbachgebiet zwischen Höhe 2000 und 2300 m anstehen, gebunden. Der Übergang von Amphibolit zu Biotit-Amphibol-Gneis ist fließend und unscharf.

2. 2. 3 Der Feldspatblastengneis.

Mineralbestand Feldspatblastengneise aus
8 Modalanalysen:

Quarz 26-53%; Kalifeldspat 8-32%; Plagioklas
(An 9-15 + Albit) 5-20%; Muskowit 0-11%;
Biotit 4-16%.
Akzessorien: Klinozoisit, Epidot, Orthit, Chlorit,
Zirkon.

Das Gestein zeigt makroskopisch ophthalmitische Strukturen von Quarz-Feldspatnestern und besitzt teilweise eine intensive b-achsiale Prägung.
(zu beobachten am Av-Weg vom Furtschaglhaus zum Hochfeiler über dem Talschluß des Schlegeisgrundes)

Dieses Gestein ist nach der vorliegenden Arbeit mit den Serien, die südlich auf die Kalk-Marmore der Weißen Wand und Tristenspitze folgen, identisch. SANDER (1929) stellt diese südliche Serie zu den Gesteinen der unteren Schieferhülle. BAGGIO (1969) betrachtet sie als Augen- und Flasergneise des Tuxer-Venediger Komplexes. SANDER's (1929) Auffassung einer Zugehörigkeit dieser Serien zu den Schieferhüllgesteinen ist insoweit zu unterstützen, als eine sehr auffallende Ähnlichkeit zu Zweiglimmergneisen der

Greiner Serie (sog. "Brettschiefer" CHRISTA's 1931 im Reischbergkar) besteht. Im Gelände sind die Kontaktverhältnisse des Feldspatblastengneises zu den beiden anderen leukokraten Zentralgneisgesteinen in der Regel als tektonische Parallelkontakte ausgebildet, was für eine nachtektonische Einfaltung im Sinne SANDER's (1929) spricht. Im unteren Mitterbachtal sind die Feldspatblastengneise an einer flach nach SSE einfallenden Störung den im N folgenden Biotitgneisen aufgeschoben. Somit unterstützen auch Geländebefunde eine Abtrennung der Feldspatblastengneise von den übrigen leukokraten Typen.

Das mikroskopische Bild der Feldspatblastengneise zeigt ausschließlich metamorphe Gefüge-merkmale. Plagioklas II mit den relativ niedrigen Anorthitgehalten von An 9-15 und Albit-Plag. III, sind vorhanden, jedoch keinerlei Anzeichen für Rückschlüsse auf Plagioklas I wie bei den Biotit-Gneisen und den Granodioriten.

Der inverszonierte Plagioklas II ist als isoliertes, xenomorphes Korn in einer gleichkörnigen Quarzgrundmasse anzutreffen. Mittelkörnige, frische Biotite mit dem für die alpidische Bildung typischen Pleochroismus von x=graugrün, y=z=grün umflasern mit feinschuppigem Muskowit xenomorphe Mikroklinporphyroblasten, die zusammen mit Quarz und Plagioklas III die Augenstrukturen im Gneis bilden. Die Kalifeldspäte, deren Volumen-

anteil im Gestein den der Plagioklas in der Regel übertrifft, führen Einschlüsse von Quarz, Plagioklas und Albit sowie Karbonat. Letzteres ist auch häufig im freien Korngefüge als Zwickelfüllung zu finden.

2. 2.4 Orbikulitvorkommen.

Am Rande seien hier vom Bearbeiter entdeckte Orbikulitstrukturen im Zentralgneis erwähnt. Das Vorkommen befindet sich in Höhe 2380 am Lauf des Ursprungsbaches, ca. 200 m südlich von Pkt. 2471 (AV-Karte), wo der Bach an einer etwa 10 m hohen Felswand einen Wasserfall bildet. Hier verläuft die geologische Grenze der Amphibolit-Amphibolgneis-Wechselserie zum im Norden folgenden Biotitgneis, der die besagte Wandstufe bildet. In dem vom Gletscher geschliffenen Fels sind lichtgraue, kreisrunde Strukturen von 8-10 cm Durchmesser im hier nahezu richtungslos körnigen, teilweise biotitreiche Schlieren bildenden Gestein zu erkennen.

Die Orbikulite sind aufgebaut aus einer radial-symmetrisch angeordneten Quarz-Feldspat-Masse pegmatitischer Ausbildung. Bei günstigen Anschnitten sind im Kern einer solchen "Pegmatitkugel" Nester von mafischen Mineralen, vornehmlich von Biotiten festzustellen. Die bekannten basischen Einschlüsse zeigen, soweit in unmittelbarer Nähe der Orbikulite vorhanden, Säume der oben erwähnten pegmatitischen Quarz-Feldspat-Masse; eine Beobachtung, die ausschließlich hier zu machen war.

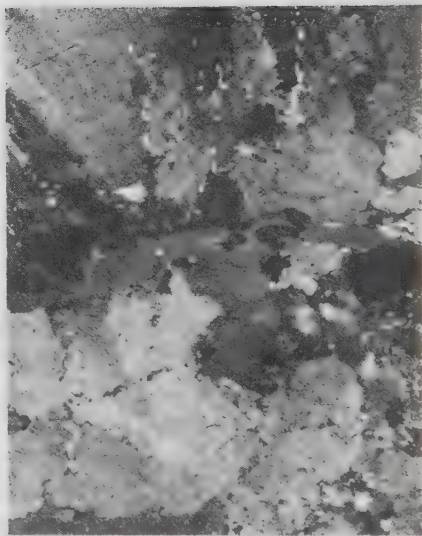
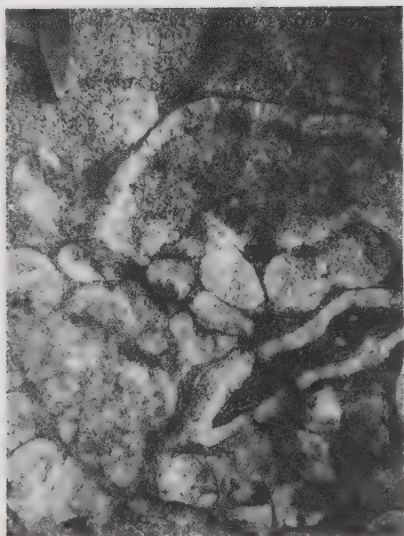


Abb. 4 a: Orbikulitstrukturen am Ursprungsbach, Höhe 2380 m. Es sind einmal die runden eigentlichen Orbikulite zu sehen (Bildmitte), sodann basische Schollen, die von einem gleichmäßigen, hellen pegmatitischen Saum umgeben werden (linker Bildrand, obere und untere Bildhälfte).

Abb. 4 b: Dünnschliffaufnahme eines Orbikulits; Vergr. ca. 5,4 x Nicol +. Am Rande (obere Bildhälfte) sind die radialsymmetrisch angeordneten Alkalifeldspat-spindeln zu erkennen, an der rechten Bildrandmitte nach unten hin ist eine Häufung von Biotit, Muskowit und Plagioklas (An 21) gegeben.

Dünnschliffuntersuchungen an aus dem Gestein herauspräparierten Orbikuliten bestätigen den makroskopisch festgestellten Aufbau.

Die pegmatitische Masse besteht zu ca. 75 - 80 Vol.% aus großkörnigen, 1 - 2 cm langen und 0,1 - 0,2 cm breiten, felderhaft auslöschenden Kalifeldspat-Albitspindeln. Der Rest ist Quarz, der teilweise idiomorphe Kornbegrenzungen besitzt und auf Zwickeln des Feldspatgefüges sitzt. Die Feldspatspindeln sind mit ihrer Längsachse radialsymmetrisch angeordnet, wobei die einzelnen Individuen alternierend auslöschen; untereinander sind sie schwach verzahnt und durchwegs ist perthitische Entmischung anzutreffen, sowie feinste Serizitisierung auf den Spaltrissen. Die Kerne der Orbikulite bestehen aus mittelkörnigen Aggregaten von Biotiten, Epidot, Orthit und aus Plagioklas I und II, die das von den Granodioriten her bekannte Reliktgefüge bilden.

2. 3 Die melanokraten Gesteine des Zillertaler Zentralgneises

Diese Gesteinsgruppe bedingt die stellenweise verwirrende Inhomogenität des Zentralgneiskomplexes. Nach feldgeologischen Gesichtspunkten ist zu unterscheiden zwischen jungen basischen Gängen vermutlich alpidischen Alters und konkordanten Einlagerungen in den Gneisen von Metagabbros, Amphiboliten und Biotitschiefern, die bereits vor der Bildung der sauren bis intermediären Magmatite vorhanden waren und somit primäre gesteinschemische Inhomogenitäten darstellen.

2. 3. 1 Metagabbro.

Mineralbestand aus 4 Modalanalysen:

Plagioklas (An 25-35 + Ab): 27-47%; Hornblende 35-52%;
Biotit 10-42%; Epidot 5-10%;
Akzessorien: Quarz, Karbonat, Titanit, Apatit, Rutil,
Chlorit, Klinozoisit.

Am Grat zwischen IV. und V. Hornspitze ist eine etwa 200m mächtige Metagabbroeinschaltung aufgeschlossen, welche nach Osten zum Mitterbachkees im Streichen der Gneise weiter zu verfolgen ist. CHRISTA (1931, S. 585-591) postuliert eine Intrusivgesteinsnatur dieser Gesteine. Es handelt sich um ein massiges, dunkelgrünes, grob-mittelkörniges Gestein, in dem makroskopisch bis zu cm große blass-grüne Amphibole zu erkennen sind. Am Rande zum leukokraten Nebengestein ist eine deutliche Abnahme der Korngröße und aplitische Durchaderung zu vermerken. Diese Beobachtung spricht im Falle dieses Aufschlusses für eine syn-bis postmagmatische Intrusion des Metagabbros bezogen auf die magmatische Entwicklung des Nebengesteins. Die Metagabbros sind neben der oben angegebenen Lokalität auch im Mitterbachtal zwischen Pkt. 2046 und 1995 an der orographisch rechten Talflanke sowie unmittelbar nördlich der ehemaligen Chemnitzer Hütte (heute Rifugio Giovanni Porro) anzutreffen. Hier ist der Metagabbro als älter anzusehen, da er vom leukokraten Nebengestein injiziert und in Schollen zerlegt wird.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die grobkörnigen gemeinen Hornblenden als poikilitische Aggregate, deren Kerne von feinstäubiger Opazit-substanz die idiomorphen Kornformen von Klinopyroxenen abbilden. Als Einschlüsse der ehemaligen Klinopyroxene wiederum liegt ein ophitisches Gefüge idiomorpher Plagioklase vor, die diaphthoretisch zu Klinozoisit + Albit und an der Grenze zum Wirtmineral zu Biotit und Chlorit umgewandelt

sind. Bei der opazitischen Substanz handelt es sich um Leukoxenminerale. Dies ist, wenn der ehemalige Klinopyroxen ohne Hornblendesaum auftritt, aus der in das freie Korngefüge erfolgten intensiven Titanit- (Sagenit - bei Biotit als angrenzende Phase) und Rutilssprossung zu schließen.

Die aus dem Pyroxen gebildete Hornblende besitzt folgende optische Daten: x=hell-grün-braun, y=grau-grün, $Z \wedge c$ 15-21°, 2V x 66-88°. Die chemische Analyse ergab eine gemeine bis tschermakitische Hornblende.

Die Plagioklase (I An 35; II 25) zeigen den von den granitischen Gesteinen her bekannten Kornzerfall. Biotit und Chlorit bilden ein wirrfasriges bis lepidoblastisches Grundgewebe, in dem die Reste des magmatischen Gefüges von Plagioklasen und Pyroxenen retrograd-metamorph überprägt vorliegen.

2. 3. 2 Amphibolite.

Mineralbestand Amphibolite aus 3 Modalanalysen:

Quarz 2-8%; Plagioklas 24-27%; Hornblende 15-56%; Biotit 9-41%; Epidot 4-18%.
Akzessorien: Apatit, Ilmenit, Karbonat,
Klinozoisit, Titanit, Chlorit.

Im oberen Nevestal steht im Einschnitt des Ursprungsbaches zwischen Höhe 2050 und 2250 eine Wechselserie von einigen Metern mächtigen, im Schieferungs-s der Gneise verlaufenden Amphibolitbändern und Biotit-Amphibol-Gneisen an. Am

Weg vom Nevesstausee zur ehemaligen Chemnitzer Hütte tiff man auf die gleiche Serie, wobei sie im Streichen (hier nahezu E-W bei saigerem Einfallen) gut zu verfolgen ist. Dabei ist ein Übergang von Amphibolit zu Metagabbro zu beobachten. Der Amphibolit wird etwa 1 km vor der Chemnitzer Hütte bei zunehmender Mächtigkeit grobkörniger und sein Parallelgefüge tritt zurück. Weiter ist an dieser Lokalität eine Schollenbildung von dunklen Gesteinskomponenten (Amphibolit-Metagabbro) im gneisigen Nebengestein zu verzeichnen.

Das Dünnschliffbild der Amphibolite unterstreicht deren Verwandtschaft mit den gabbroidischen Gesteinen. Die Hornblenden zeigen die bekannten Opazitkerne und Internstrukturen, während sie hier zusammen mit Biotiten ein nematoblastisches Parallelgefüge bilden, dessen Zwischenräume von mikrolithenfreien, alpidisch rekristallisierten Plagioklasen (An 15-22 + Albit) und Quarz erfüllt ist.

2. 3. 3 Biotitschiefer.

Mineralbestand Biotitschiefer aus 3 Modalanalysen:

Quarz 2-21%; Plagioklas 20-35%; Biotit 20-44%;
Chlorit 0-8%; Epidot 6-15%; Hornblende 0-18%.
Akzessorien: Kalifeldspat, Karbonat, Klinozoisit,
Orthit, Rutil, Titanit, Zirkon.

Im gesamten Gebiet der sauren Magmatite sind Biotitschiefer weit verbreitet, die als dünnmächtige Lagen der Gneiskulisse folgend über lange Strecken aushalten. Sie besitzen z.T. ein

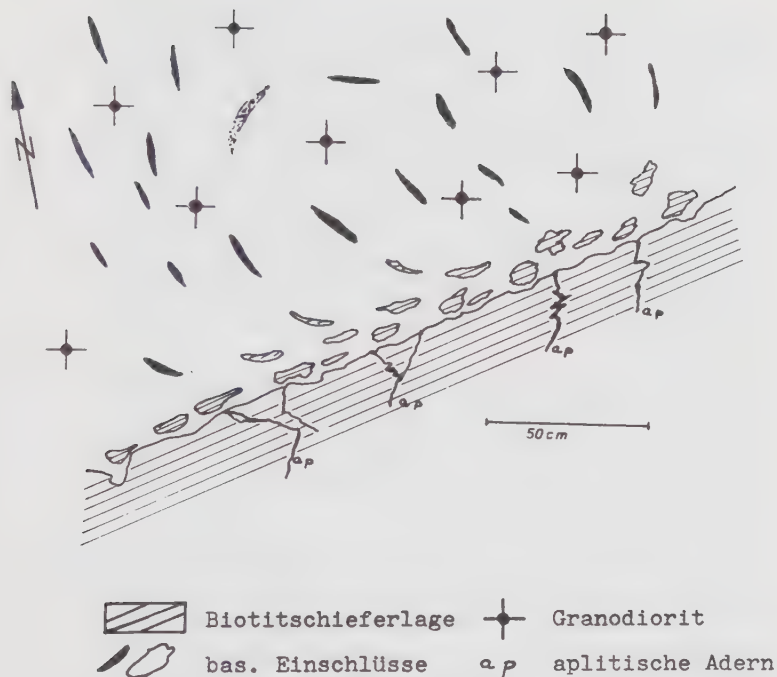


Abb. 5: Aufarbeitung einer Biotitschieferlage durch das magmatische Leukosom. (Erläuterung siehe Text).

Lokalität: Hornrücken, zwischen Hornkees und Hornkamm, Höhe 2540 m.

feinschichtiges Parallelgefüge, das auf rhythmischen Wechsel von Biotit- und Feldspat-Quarz-Epidotlagen zurückzuführen ist.

Die Entstehung der basischen Einschlüsse im leukokraten Nebengestein ist auch bei den Biotitschiefereinlagerungen, ähnlich wie bei den Amphiboliten und Metagabbros, weit verbreitet.

An mehreren Stellen des Schwarzensteinkeeses sowie am Hornrücken konnte eine Aufblätterung der Schieferlagen durch das umgebende magmatische Leukosom beobachtet werden (vgl. Abb. 5). Unmittelbar am Rande der noch vorhandenen Schieferlage sind deren unregelmäßige bis diskenförmige Bruchstücke noch parallel-subparallel zu dieser orientiert; mit zunehmender Entfernung davon werden sie in das magmatische Strömungsgefüge des Leukosomgesteins eingeregelt.

Aufgrund dieser Beobachtungen sind also die Metagabbros, Amphibolite und in der Mehrzahl die Biotitschieferlagen als Lieferanten für die basischen Einschlüsse der Zentralgneise in Betracht zu ziehen.

Daher sind diese Einschlüsse als Restite in einem großräumigen Gesteinskomplex anzusehen, dessen Bild durch solche Migmatitisationserscheinungen mitgeprägt wird. Im Abschnitt Geochemie (unter 3.2.2) wird diese hier vertretene Auffassung der Migmatitbildung in den Zentralgneismigmatiten abschließend diskutiert.

2. 3. 4 Lamprophyre.

Mineralbestand Lamprophyre aus 3 Modalanalysen:

Plagioklas (An 18-23 + Albit) 18-29%; Biotit 20-41%; Epidot 6-10%; Hornblende 17-38%;
Karbonat Akz.-17%.
Akzessorien: Karbonat, Klinozoisit, Titanit,
Chlorit, Zirkon.

Die bisher behandelten Basite stellen extreme chemische Inhomogenitäten der hypothetischen prämagmatischen Ausgangsgesteine der Zentralgneise

dar, die sich bei der Palingenese zu den bekannten Magmatiten entwickelten. Zusätzlich wird das Bild der Zentralgneise von basischen Ganggesteinen gezeichnet, die sehr häufig s- und Kluftflächen der Gneise als Aufstiegsbahnen benutzten. Als Beispiel für diese späten Gangintrusionen sei eine Beobachtung REISSINGER's (1971, S. 33) angeführt, wonach ein im Roßbruckgebiet aufgedrungener Kersantit "Bruchstücke nahezu aller im Oberen Zemmgrund vorkommender Gesteine mit nach oben gebracht hat."

Die Lamprophyre sind in der Regel an ihrer scharfen Abgrenzung zum Nebengestein zu erkennen und nach TRÜGER (1935) als Kersantite bzw. Hornblende-Kersantite zu bezeichnen.

2. 4 Das Konzentrationsdreieck Quarz-Feldspat-Mafite für die Gesteine des Zillertaler Kerns und Zweiglimmergneise (G.S.).

Einen Überblick der modalen Verhältnisse von Quarz-Feldspäten und den Mafiten bringt Fig. 1. Hier werden die bei der petrographischen Behandlung der Gesteine aufgezeigten Zusammenhänge nochmals verdeutlicht. Die Granite bis Granodiorite bis Quarzdiorite im N und die (Muskovit)-Biotit-(Amphibol)-Gneise nehmen annähernd, bei überlappender Feldbesetzung, die Mitte des Dreiecks ein. Die Feldspatblastengneise (zusammen mit den Zweiglimmergneisen aus dem Reischbergkar) tendieren bei ziemlich konstanten Mafitgehalten zur Quarzecke und setzen sich somit von den erstgenannten

leukokraten Zentralgneistypen deutlich ab. Von den Basiten tendieren die Biotitschiefer in Richtung ihrer Wirtsgesteine, die Metagabbros streuen bei gleichen Quarzgehalten auf der Linie Feldspat-Mafite, während die Amphibolite, im selben Bereich liegend, eine Tendenz zur Quarzecke andeuten. Die Lamprophyre belegen einen mit den übrigen Basiten identischen Bereich.

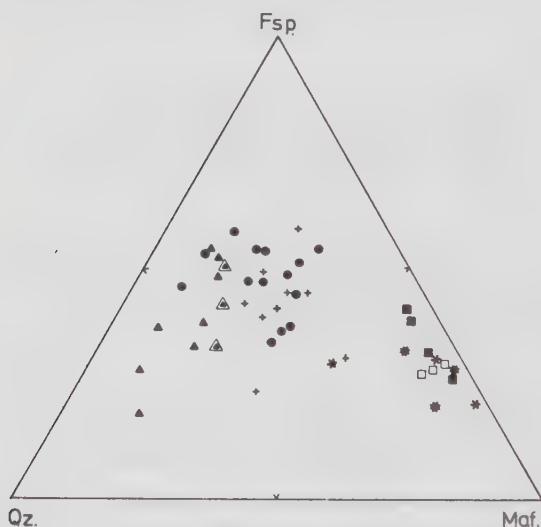


Fig. 1. Konzentrationsdreieck Quarz-Feldspat-Mafite

- Granodiorit im N
- + (Muskowit)-Biotit-(Amphibol)-Gneise
- ▲ Feldspatblastengneise
- △ Zweiglimmergneise (G. S.)
- Metagabbros
- Amphibolite
- * Biotitschiefer
- ◆ Lamprophyre

Tab.1a : Modalbestand der bearbeiteten Zillertaler
Zentralgneisgesteine.

Pr.Nr.	Qz	Plag.	Kf.	Bi.	Mus.	Klz.	Ep.	Akz.
N ₁₂	30	26	15	16	10	Akz.	Akz.	1
N ₁₃	27	31	23	11	6	Akz.	Akz.	2
N ₁₄	25	19	21	18	Akz.	11	Akz.	6
N ₂₀	27	35	-	21	10	5	Akz.	2
N ₃₀	14	48	3	25	Akz.	4	Akz.	6
N ₃₁	15	38	-	19	12	14	Akz.	2
N ₃₅	21	33	6	24	13	Akz.	Akz.	3
N ₃₆	43	26	18	6	5	-	Akz.	2
N ₄₁	32	40	5	8	12	-	Akz.	3
H ₂₅	26	32	7	14	Akz.	9	7	5
H ₂₄	21	42	Akz.	12	6	8	6	5
B ₅	28	27	13	26	Akz.	Akz.	Akz.	6
B ₈	20	32	8	19	Akz.	8	5	8
B ₉	25	34	19	16	-	Akz.	Akz.	6
Hbl.								
N ₅₂	22	38	Akz.	17	6	8	5	- 4
N ₆₇	20	27	Akz.	22	-	Akz.	8	21 2
N ₆₈	21	38	Akz.	28	Akz.	Akz.	12	- 1
Z _{2'}	17	30	Akz.	18	8	15	9	- 3
N ₈₇	28	16	Akz.	23	12	8	7	- 6
H ₇	25	33	8	17	6	6	Akz.	- 5
H ₁	14	48	Akz.	15	5	8	5	- 5
M ₁	30	35	Akz.	22	7	Akz.	Akz.	- 6
M ₁₃	32	38	Akz.	18	Akz.	9	Akz.	- 3

Symbole wie Fig. 1

Tab. 1_a : (Fortsetzung)

Pr.Nr.	Qz.	Plag.	Kf.	Bi.	Mus.	Klz.	Chl.	Akz.
N ₈ ▲	35	15	14	13	5	15	Akz.	4
N ₁₅ ↓	26	17	27	15	8	5	Akz.	2
N ₂₂	35	20	32	8	Akz.	Akz.	Akz.	5
N ₂₄	33	18	24	16	7	Akz.	Akz.	2
G ₃₃	53	16	8	6	11	Akz.	Akz.	6
G ₄₉	45	13	17	2	Akz.	2	14	7
M ₄₃	51	5	18	9	11	Akz.	Akz.	6
M ₄₆ ↓	49	12	21	4	7	Akz.	Akz.	7
A ₂₂ ▲	34	36	2	12	12	Akz.	Akz.	4
A ₂₆ ↓	36	20	5	17	14	Akz.	Akz.	8
A ₂₇ ↓	35	17	22	18	3	Akz.	Akz.	5
Pr.Nr.	Qz.	Plag.	Hbl.	Bi.	Ep.	Chl.	Karb.	Akz.
M ₃ *	Akz.	20	18	44	6	8	2	2
M ₂₈ ↓	21	39	-	20	15	Akz.	Akz.	5
M ₃₀ ↓	Akz.	26	15	41	14	Akz.	Akz.	4
N ₆₃ □	4	27	53	9	4	Akz.	-	3
M ₁₆ ↓	8	24	32	25	9	Akz.	-	2
M ₂₉ ↓	Akz.	26	13	41	16	Akz.	-	4
H ₃ ■	Akz.	38	36	10	9	3	-	4
H ₄ ↓	Akz.	24	23	42	6	Akz.	-	5
M ₂₀	5	27	52	9	5	Akz.	-	2
M ₂₆ ↓	Akz.	45	36	13	Akz.	Akz.	-	6
N ₃₂ *	Akz.	25	22	41	10	Akz.	Akz.	2
N ₄₆ ↓	9	29	17	20	6	Akz.	16	3
H ₂₂ ↓	9	18	35	24	8	Akz.	3	3

Symbole wie Fig. 1

Labelle 1b: Hornblendeanalysen (EMA)

	N ₆₃	M ₂₀	M ₂₀ (op)	P ₃₅
SiO ₂	41,9	43,9	38,3	39,5
TiO ₂	0,45	0,23	4,75	1,05
Al ₂ O ₃	16,5	16,3	18,20	18,7
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	13,3	9,11	10,1	20,9
MnO	n.b.	0,1	0,11	0,3
MgO	11,1	14,4	16,9	8,81
CaO	11,7	11,2	11,5	9,69
K ₂ O	2,37	2,58	0,39	0,27
Na ₂ O	1,5	1,14	0,14	0,24
Sum.	<u>98,82</u>	<u>98,96</u>	<u>100,39</u>	<u>99,46</u>

Fundpunkte:

N₆₃ : Amphibolit von Profil I, Ursprungsbach Höhe 2150m

M₂₀ : Metagabbro von Profil II, Oberes Mitterbachtal,
200m westl. Pkt. 2046, Höhe 2150m

M₂₀(op) : opazitischer Kern von M₂₀

P₃₅ : Quarzdiorit im N, Hornkees-Moräne am Roßrugg-
Höhe 2570

Die Berechnung erfolgte auf der Grundlage einer wasser-
freien Analyse des Standards.*

*Kaersutit, Smithsonian Institution U.S. National Museum
Washington D. C.

2. 5 Die Anorthitgehalte der Zentralgneisplagioklase und deren Beziehung zum Gesamtbau des Arbeitsgebietes

Die mikroskopische An-Bestimmung an den Plagioklasen der bearbeiteten Gesteine ist oft nach den Methoden von RITTMANN (1929) und nach BURRI, PARKER & WENK (1967) nicht möglich. So wurden zusätzlich an einer beschränkten, repräsentativen Anzahl von Schliffen die An-Bestimmungen mit einer Elektronenmikrosonde vom Typ Geoscan der Fa. Cambridge (Geoscan electron-probe x-ray mikroanalyser) durchgeführt. Als Standards dienten natürliche und synthetische Plagioklase von An 20, An 40, An 90. Es wurden pro Schliff mehrere Scan-Messungen (Zonarbau) wie auch Punktmessungen (besonders an den Albiten - Plag. III - der Grundmasse) ausgeführt. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 und Abb. 6 festgehalten.

Wie aus Tab. 2 zu entnehmen ist, wurde während der alpidischen Metamorphose zwischen dem prämetamorphen, durch die Mikrolithenbildung "versauerten" Plagioklas I und dem durch die Metamorphose neugebildeten Plagioklas II keine chemische Gleichgewichtseinstellung erreicht.

Demnach sind in einem Isogradenmodell, basierend auf den An-Gehalten der Plagioklase, was die Temperaturverteilung während der alpidischen Metamorphose anbe trifft und wie es MORTEANI & RAASE (1974 a) für den weiteren Bereich des Tauernwestendes gezeichnet haben, ausschließlich die An-Gehalte von Plagioklas II + III verwertbar.

Aus Abb. 6 ist zu erkennen, daß die höchsten An-Gehalte der leukokraten Gesteine gleichen Chemismus nördlich des Hauptkammes anzutreffen sind, und hier wiederum im östlichen Profil II.

Diese Tatsache findet ihre Erklärung unter Miteinbeziehung von geologisch-petrographischen Gegebenheiten in die vereinfachte Skizze von Abb. 6. Darnach



Abb. 6: Lage der Proben (schwarze Punkte) in einer topographischen Skizze des Arbeitsgebietes. Die Zahlen in den Kästen geben die An-Gehalte von Plagioklas II an. Weiter sind die b-Achsen mit Abtauchwinkel eingezeichnet.

Tabelle 2: An-Gehalte von Plag I, II, und III (EMA-Messungen)

Prob. Nr.	Prätauernkrist. Plagioklas *	Plag. I	Plag. II	Plag. III
N ₁₃ GD (gr)	-	28 - 30	22 - 27	Ab
N ₂₀ GD	-	25 - 28	15 - 20	Ab
N ₃₀ GD (qd)	-	27 - 28	20 - 22	Ab
N ₄₃ a Leukosom	-	-	18 - 23	Ab
Agmatit b Melanosom	-	-	-	11 - 18
N ₅₂ Bi-Gneis	30 - 35	21 - 24	15 - 20	Ab
N ₆₈ Bi-Gneis	-	-	18 - 25	5 - 15
Z ₂ Bi-Gneis	-	-	13 - 17	Ab
B ₇ GD (qd)	-	-	21 - 24	Ab
B ₈ GD	-	-	22 - 25	Ab
H ₂₄ GD	45 - 50	30 - 33	-	-
H ₂₅ GD (gr)	40 - 45	35 - 37	30 - 35	Ab
H ₁ Bi-Gneis	55 - 60	18 - 24	18 - 23	Ab
M ₄₆ Feldspatblas- tengneis	-	-	12 - 13	Ab

* Durch Integration der Ca-Peaks der Mikrolithen des gefüllten Plagioklasses in einem Scan-Profil

näherungsweise bestimmt.

GD = Granodiorite im N gr = granitischer Chemismus qd = quarzdioritischer Chemismus

ergibt sich für den Zillertaler Kern das Bild eines geologischen Körpers, bei dem von W nach E zu, im allgemeinen Streichen der Serien ein zunehmend tieferes Niveau angeschnitten wird.

Hierfür sprechen folgende petrographisch-feld-geologische Überlegungen:

1. Bei den Granodioriten von Profil II sind die Biotitschieferlagen größtenteils bereits zu Restiten aufgearbeitet, während in Profil I eine weitaus größere Anzahl von zusammenhängenden Lagen vorhanden ist (vgl. Abb. 2.) Dementsprechend ist auch der Chemismus dieser Gesteine im Mittel in Profil II basischer als im westlicheren Parallelprofil.
2. Die Amphibolite von Profil I gehen im Streichen verfolgbar in die Metagabbros über.
3. Die im Dach der Granodiorite und Biotitgneise von Profil I vorhandenen Feldspatblastengneise fehlen in Profil II.
4. Die An-Gehalte der Plagioklase (Gen. II) sind in den Granodioriten und Biotitgneisen im östlichen Profil II höher als im Parallelprofil. (Vgl. die An-Werte der Proben N_{13} und H_{25} bzw. N_{52} und H_1 .)
5. Generell ist ein b-Achsenabtauchen im Mittel um $10-20^\circ$, (in Einzelfällen bis zu 60° im Feldspatblastengneis) nach W bis WSW gegeben, wobei die Biotitgneise geringere Abtauchwerte

(nur bis zu 10^0), teilweise sogar Horizontal-lagerung von b aufweisen (Im Bereich des Trattenbachkeeses n. EISENACH 1974). Die Anlage dieser tektonischen Elemente ist durch Vergleich mit der eindeutig jungen Tektonik der Schieferhüllgesteine als alpidisch anzusehen.

3 GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Bei der geochemischen Bearbeitung wurde an der von der Petrographie her getroffenen Einteilung in leukokrate und melanokrate Gesteinstypen festgehalten, da dies gerade hier bei den angewandten Korrelationsdarstellungen der besseren Übersicht wegen von Vorteil ist. Die Wechselbeziehungen der beiden Typen werden dabei jedoch nicht außer acht gelassen und im gegebenen Falle berücksichtigt.

3. 1 Hauptchemismus der leukokraten Zentralgneisgesteine.

In der Profildarstellung (Abb. 2) sind über den Probenpunkten die SiO_2 -Gehalte der betreffenden Gesteinsprobe zur Veranschaulichung von Geländeverhältnissen und Chemismus eingetragen. Am SiO_2 -Histogramm ist eine weiter differenzierte Betrachtung der einzelnen Serien möglich. Die einschlußführenden Granodiorite bis Quarzdiorite besitzen in dieser Darstellung (Fig. 2) zusammen mit den Biotit-Gneisen ihr Maximum im selben Bereich (zwischen 65 - 67 % SiO_2), wobei die Biotitgneise weiter zur SiO_2 -reicheren Seite hinstendieren.

Die Feldspatblastengneise sind deutlich durch ihr bei den hohen SiO_2 -Gehalten (70 - 75 % SiO_2) liegendes Maximum von diesen zu unterscheiden. Die wenigen Proben der Feldspatblastengneise mit intermediärem Chemismus sollen zunächst als Ausnahmen vermerkt werden. Bei der Behandlung der Frage nach dem Ausgangsmaterial der bearbeiteten Zentralgneisgesteine wird darauf noch Bezug genommen.

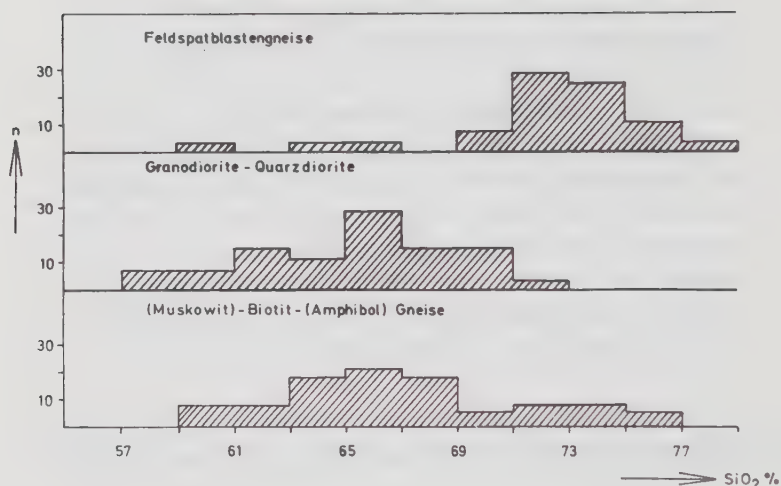


Fig. 2: SiO₂ Histogramm für die leukokraten Ziller-
taler Zentralgneise. (normiert auf 100)
Feldspatblastengneise (n = 28)
Granodiorite-Quarzdiorite (n = 28)
(Muskowit)-Biotit-(Amphibol)-Gneise (n = 38)

Es erübrigt sich, angesichts der großen Variationsbreite der ausgeschiedenen Gesteine, auf Elementkonzentrationen im Detail einzugehen. Statt dessen wird ein tabellarischer Vergleich von pauschalchemischen Mittelwerten nach NOCKOLDS (1954) und WEDEPOHL (1967) für Granodiorite und Granite mit repräsentativen Mittelwerten der auskartierten Gesteine gegeben. (Tab. 3).

Tabelle 3

	Grano- diorit ⁺ (n=137)	Einschl. führende ++ Magmatite (n=28)	Biotit- gneise ⁺⁺ (n=38)	Granit ⁺ (n=120)	Feldspat- blasten- geniese ⁺⁺ (n=28)
SiO ₂	67,4	66,1	65,5	73,1	73,3
TiO ₂	0,57	0,65	0,54	0,30	0,20
Al ₂ O ₃	15,8	16,6	17,4	13,9	15,5
Fe ges.	4,2	6,5	4,4	2,7	2,1
MnO	0,07	0,07	0,06	0,06	0,04
MgO	1,6	1,7	1,5	0,42	0,73
CaO	3,6	3,8	3,8	1,1	1,4
K ₂ O	3,1	3,1	2,1	5,3	3,6
Na ₂ O	3,8	2,5	3,5	3,2	3,3

⁺ nach WEDEPOHL (1967) und NOCKOLDS (1954)

⁺⁺ Mittelwerte der leukokraten Zentralgneise
(Fe ges. als Fe₂O₃)

Aus Tabelle 3 ist folgendes zu entnehmen:

1. Die vorwiegend richtungslos körnigen, basische Einschlüsse führenden und von KARL (1964 / 66) als "Tonalitgranite" bezeichneten Gesteine besitzen im Mittel den Chemismus von Granodioriten. Sie werden daher wie bisher auch als solche bezeichnet, zumal ihre Erscheinungsform ebenfalls für eine solche Nomenklatur spricht (wie auch die Einteilung nach STRECKEISEN 1965). Die in Tab. 3 feststellbaren Differenzen bei den

Alkaligehalten sind möglicherweise auf die Mobilität der Alkalien an sich zurückzuführen, da diese Gesteine postmagmatisch von der alpidischen Metamorphose, die in diesen Bereichen bis zu den Bedingungen der niedrigsttemperierten Amphibolitfazies (n. WINKLER 1967) wirksam war, erfasst wurden. Daß es dabei z.B. zu Kali-Metasomatose kam, zeigt die häufig zu beobachtende Umwandlung von Hornblende zu Biotit (PROSSER 1972), sowie die junge syn- bis posttektonische Kalifeldspatsprossung in den Gneisen.

Durch eine entsprechend geringere Mobilität sind in den Zentralgneisgesteinen die relativ höheren Fe- und Al-Gehalte zu erklären.

2. Für die als (Muskowit)-Biotit-(Amphibol)-Gneise ausgeschiedene Serie, der Einfachheit halber Biotitgneise bezeichnet, ergibt sich ebenfalls im Mittel ein granodioritischer Pauschalchemismus.
3. Bei den Feldspatblastengneisen, die von der Petrographie her ausschließlich als Metamorphite ohne Anzeichen für ein magmatisches Stadium eingestuft wurden, ist nur vom Pauschalchemismus her ein Vergleich mit Gesteinen kalkalkaligranitischer bzw. allgemein granitischer Zusammensetzung gegeben. Unterschiede sind auch hier bei den Al- und Ti-Gehalten sowie bei den Alkalien zu vermerken.

3. 2 Geochemische Korrelationen.

Zunächst werden an Hand einer überschaubaren Anzahl von Diagrammen die petrographischen Befunde diskutiert. Im weiteren werden die basischen Einschlüsse in den Granodioriten behandelt, die wesentliche Aspekte zur Klärung der Genese der untersuchten leukokraten Zentralgneisgesteine beitragen.

3. 2.1 Die Diagramme Ti/Zr , CaO/SiO_2 , und die Niggli-Parameter c/mg .

Diagramm: Titan/Zirkon. (Fig. 3).

Wie bereits im petrographischen Teil ausgeführt, ist bei den leukokraten Zentralgneisen eine enge Bindung der Ti-Mineralen Titanit und Rutil an den Biotit, bei den hornblendeführenden Varietäten an die Hornblende gegeben. Ebenfalls ist gezeigt worden, daß der SiO_2 -Gehalt und somit der "Basizitätsgrad" dieser "Schwarz-Weiß-Gesteine" mit diesen beiden mafischen Mineralen nach Feldbefunden konform geht. Das Element Zr ist in granitoiden Gesteinen fast ausschließlich im Mineral Zirkon eingebaut.

Nach Arbeiten über magmatisch differenzierte Granitkomplexe des Schwarzwaldes und Moldanubikums (HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN 1967; MADEL 1968) gilt ein konstantes Ti/Zr Verhältnis in diesen Gesteinen für gesichert.

Dies bedeutet, daß bei hohen Ti/Zr -Werten die Fröhkristallisate einsetzen und geradlinig während der Differentiationsabfolge in der Diagrammdarstellung zum Koordinatenursprung tendieren.

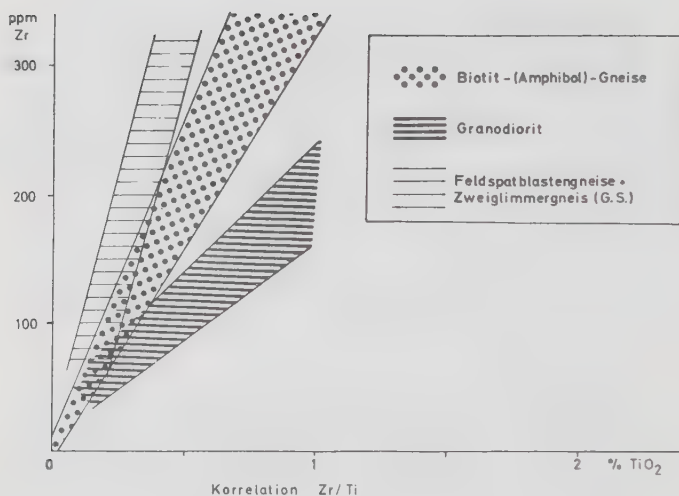


Fig. 3: Diagramm Titan/Zirkon für Feldspatblastengneise, Granodiorite und Biotitgneise. (Erläuterung siehe Text).

Im Diagramm Ti/Zr (Fig. 3) nehmen die zusammenfassend als Granodiorite bezeichneten Gesteine und die Biotitgneise getrennte Bereiche ein. Die unterschiedlichen Steigungen der Trends dokumentieren ein für beide Gesteine verschiedenes Ti/Zr Verhältnis und damit auch verschiedene Ausgangsgesteine.

Die Feldspatblastengneise zusammen mit den petrographisch vergleichbaren Zweiglimmergneisen der Greiner Serie weisen die relativ größte

Zr-Anreicherung gegenüber dem Titan auf, wobei darauf hinzuweisen ist, daß diese Gesteine ausschließlich granitischen Pauschalchemismus besitzen, während die Granodiorite und Biotitgneise von granodioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung längs ihrer Trendlinien variieren.

Diagramm: SiO_2/CaO (Fig. 4)

Hier wird die getroffene Einteilung der drei leukokraten Haupttypen weiter bestätigt. Granodiorite und Biotitgneise besitzen eine unterschiedliche negative Korrelation von CaO gegenüber SiO_2 . Die Feldspatblastengneise weisen im Gegensatz dazu keinerlei Trendverhalten auf. Wie aus Fig. 4 ersichtlich, sind auch hier die Zweiglimmergneise der Greiner Serie letzteren zuzuordnen.

Niggli c/mg (Fig. 5)

Die Darstellung der Niggli-Parameter c/mg nach LEAKE (1960) und VAN DE KAMP (1968) liefert Anhaltspunkte zur Differenzierung der leukokraten Zentralgneisgesteine.

Feldspatblastengneise und die oben erwähnten Zweiglimmergneise der Greiner Serie sind von den granodioritischen Gesteinen nördlich des Hauptkamms und den Biotitgneisen südlich davon deutlich abzutrennen. Erstere streuen im Feld für Pelite bzw. Grauwacken, letztere zeigen eine zum Ortho-Trend für saure Spätdifferentiate gleichsinnige Entwicklung. Bei Annäherung an den Bereich für die Basite weichen beide Gesteine von der Ortholinie ab.

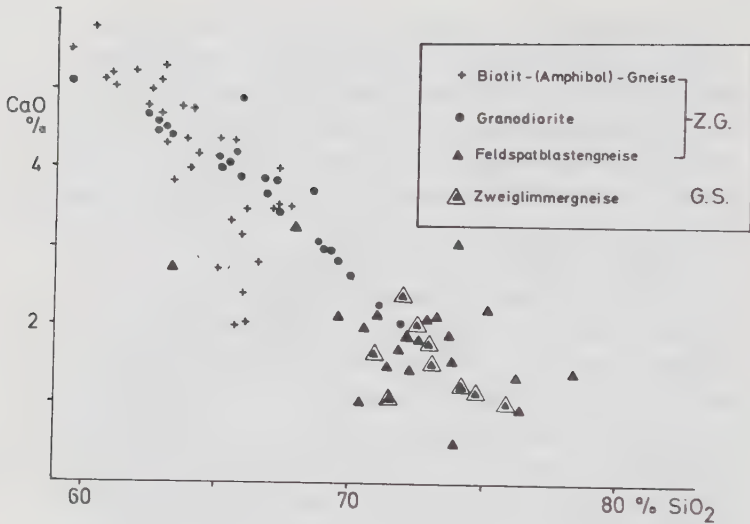


Fig. 4: Diagramm CaO/SiO₂.

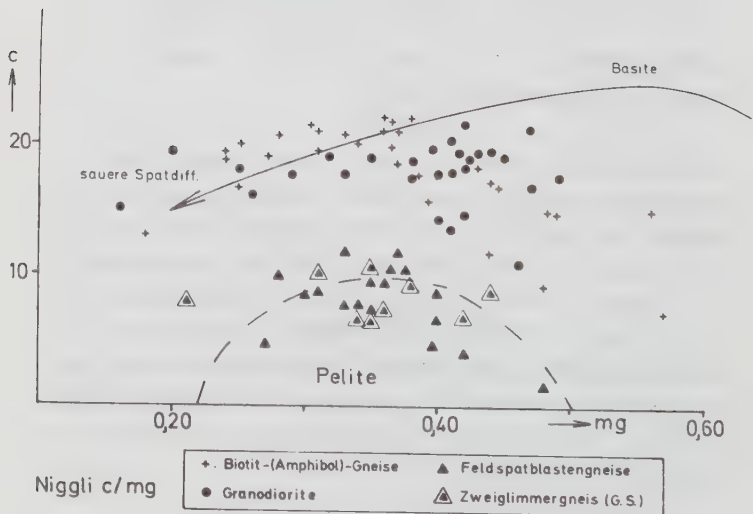


Fig. 5: Diagramm der Niggli-Parameter *c*/mg.

In diesem Trendverhalten der untersuchten Magmatite ist bereits ein Hinweis auf die eigentlich palingenetisch-magmatische Natur dieser Gesteine enthalten. Die magmatische Entwicklung bei der Palingenese setzt mit den niedrigstschmelzenden sauren Anteilen ein und vermag beim Ansteigen der p/t-Bedingungen zunehmend basischeres Substrat im Magma zu homogenisieren.

Im vorliegenden Fall der Granodiorite und der Biotit-(Amphibol)-Gneise ist jedoch bei den hohen mg-Werten keine äquivalente c-Komponente vorhanden, wie dies bei den Manteldifferentiaten (Karoo Dolerite - ausgezogene Linie mit Pfeil) der Fall ist.

Zu denselben Ergebnissen führt die Darstellung der Probenpunkte im Diagramm der Niggli-Parameter $al-alk/c$ (Fig. 9.), die der Trennung von Magmatiten und Gesteinen sedimentärer Herkunft dient.

3. 2.2 Die basischen Einschlüsse und deren Beziehung zu den Wirtsgesteinen.

Zu der Problematik der basischen Einschlüsse in den bislang als "Tonalitgranite" bezeichneten Gesteinen wird bei KARL (1959, S. 55) und REISSINGER (1971, S. 23) bereits Stellung genommen.

Nach den vorliegenden feldgeologischen Untersuchungen sind diese Einschlüsse in den nördlichen Granodioriten auf Biotitschiefer, untergeordnet auch Hornblende-Biotit-Schiefer, zurückzuführen. Dies zeigen zahlreiche Geländebeobach-

tungen, wie in Abb. 5 dargestellt, wo die im leukokraten Nebengestein noch zusammenhängend vorhandenen Biotitschieferlagen vom magmatischen Leukosom randlich aplitisch injiziert werden und eine fortschreitende Aufarbeitung zu den bekannten Einschlüssen bis zu deren nebulitischen Auflösung stattfindet. Mit zunehmender Entfernung von der Lage regeln sich die diskenförmigen Xenolithe des Leukosoms in dessen magmatisches Strömungsgefüge ein.

Derartige Vorgänge sind typisch für die Entstehung granitoider Komplexe durch Palingenese, wo es zur Prägung solcher migmatitischer Strukturen bei extremen chemischen Inhomogenitäten des prämagmatischen Ausgangsmaterials, wie es die Biotitschiefer darstellen, kommt.

Diese ausgesprochene Auffassung, daß es sich bei den Zentralgneisen, wie hier im speziellen Fall bei den Granodioriten nördlich des Hauptkamms, um palingene Magmatite handelt, kann durch weitere geochemische Zusammenhänge gefestigt werden:

1. Es ist eine große Variationsbreite von granitischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung der Gesteine (vgl. Fig. 1 - SiO_2 Histogramm) festzustellen, wobei der Wechsel im Chemismus senkrecht zu den weiträumigen, konkordanten WSW/ENE streichenden Großstrukturen erfolgt, welche vermutlich sedimentär angelegt wurden.

2. Der "Basizitätsgrad" der Gesteine wird von der Besetzungsdichte an den oben genannten basischen Einschlüssen und Einschaltungen kontrolliert (siehe auch REISSINGER 1971).
3. An Hand des Konzentrationsdreiecks $\Sigma \text{ Fe} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{MgO}$ (AFM-Dreieck, Fig. 6) sind Wechselbeziehungen zwischen den Granodioriten als Wirtsgesteine der basischen Einschlüsse und der Biotitschiefereinlagerungen zu erkennen.

Die einschlußarmen bis einschlußfreien Proben des nördlichen Granodioritkomplexes streuen längs der magmatischen Trendlinie zur A-Komponente hin, also zu den granitischen Zusammensetzungen, was mit der Feldbeobachtung von Pkt. 2 übereinstimmt.

Die einschlußführenden Proben liegen zwischen den Projektionspunkten der einschlußfreien Granodiorite und der Biotitschiefer. Die im Leukosom isolierten basischen Einschlüsse verarmen an MgO -Komponenten und an den Alkalien. Beides wird vom Leukosom assimiliert und somit wurde es für ihn während des Migmatisationsprozesses möglich, sich längs der magmatischen Trendlinie von granodioritischer zu quarzdioritischer Zusammensetzung zu entwickeln.

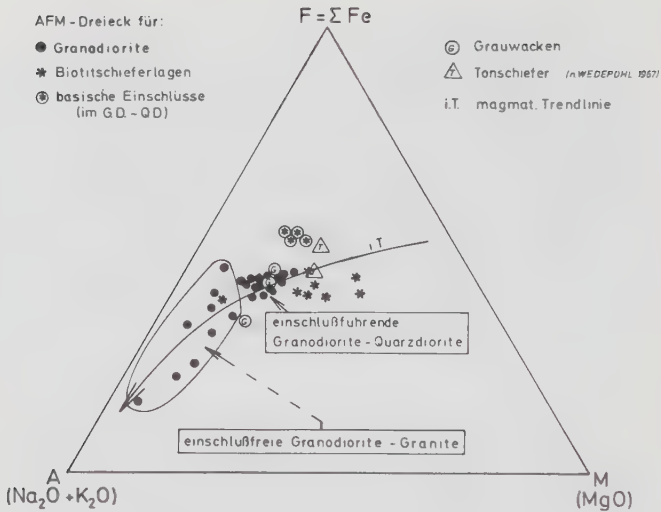


Fig. 6: Konzentrationsdreieck A-F-M für die Granodiorite, die Biotitschiefereneinschlüsse und die basischen Einschlüsse.

4. Es ist zu beachten, daß die Projektionspunkte von Grauwacken (WEDEPOHL 1967) im A-F-M-Dreieck mit den Gesteinen der vorliegenden Untersuchung gut übereinstimmen, die normale quarzdioritische Zusammensetzung aufweisen. Somit können Grauwacken als Ausgangsmaterial der palingenen Magmatite in Betracht gezogen werden.

3. 3 Geochemie der Zillertaler Zentralgneisbasite

3. 3. 1 Hauptchemismus

Für die im Abschnitt "Petrographie" (2) behandelten Basite des Zillertaler Kerns ist der Hauptchemismus unter Berücksichtigung von Schwankungsbreite und Mittelwert der Elementkonzentrationen in Tab. 4 dargestellt.

Tab. 4 : Hauptchemismus der basischen Komponenten (Z. G.)

	I		II		III		IV	
	Biotitschiefer		Amphibolite		Metagabbros		Lamprophyre	
	a ₊	b ₊₊	a	b	a	b	a	b
SiO ₂	48,2-64,8	57,2	52,0-62,1	55,4	51,7-57,1	54,1	48,8-57,4	51,4
TiO ₂	0,62-1,53	1,27	0,65-1,51	1,02	0,67-1,31	0,97	0,50-1,57	1,35
Al ₂ O ₃	11,5-20,7	15,6	14,0-17,2	16,3	11,1-17,4	15,4	12,0-15,8	13,9
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	5,46-10,6	7,98	7,38-9,5	8,19	7,10-9,8	8,04	7,78-10,1	9,22
MnO	0,08-0,18	0,10	0,10-0,15	0,12	0,10-0,14	0,11	0,12-0,17	0,14
CaO	2,18-10,9	5,26	5,11-10,5	7,91	8,03-11,0	9,36	5,8-10,2	8,92
MgO	1,42-9,12	5,05	1,9-9,46	6,06	4,14-11,7	7,77	4,12-9,66	7,06
K ₂ O	0,91-7,68	3,32	0,81-2,41	1,92	0,68-2,07	1,35	1,28-3,00	2,08
Na ₂ O	0,32-6,11	2,55	1,23-2,0	1,73	0,75-2,74	1,22	1,29-3,55	2,44
P ₂ O ₅	0,12-1,07	0,42	0,20-0,48	0,22	0,10-0,37	0,17	0,22-0,55	0,39
	(n = 9)		(n = 5)		(n = 5)		(n = 6)	
	+ = Schwankungsbreite				++ = Mittelwert			

Aus obiger Tab. 4 ist zu entnehmen, daß die Biotitschiefer unter diesen Gesteinen die größte Schwankungsbreite der Elementkonzentrationen aufweisen.

Die Mittelwerte der SiO_2 -Gehalte nehmen von den Biotitschiefern (MW 57,2) zu den Amphiboliten (MW 55,4), den Metagabbros (MW 54,1) und den Lamprophyren (MW 51,5) ab. Die enge Beziehung der Amphibolite zu den Metagabbros zeigt auch der Vergleich der Hauptelementkonzentrationen dieser beiden Gesteine, wobei die CaO und MgO-Gehalte der Metagabbros gegenüber den Amphiboliten leicht angehoben sind.

Die Alkalien zeigen lediglich bei den Biotitschiefern im Mittel einen leichten Überschuß des Kaliums über das Natrium; bei den übrigen Typen sind diese Elemente in gleichen Größenordnungen vertreten.

3. 3. 2 Diagramm der Niggli-Parameter c/mg für die Basite und das Konzentrationsdreieck 100 mg-c-(al-alk).

Im Diagramm der Niggli-Parameter c/mg kommt der rechte Abschnitt der bereits bei den leukokraten Zentralgneistypen verwandten Darstellung zur Anwendung (Fig. 7). Zur Orientierung des Betrachters sind Projektionspunkte der Proben mit den Nummern versehen.

Zunächst ist ein gegensätzliches Trendverhalten der Biotitschiefer gegenüber den übrigen Basiten zu erkennen. Die Biotitschiefer folgen den bei

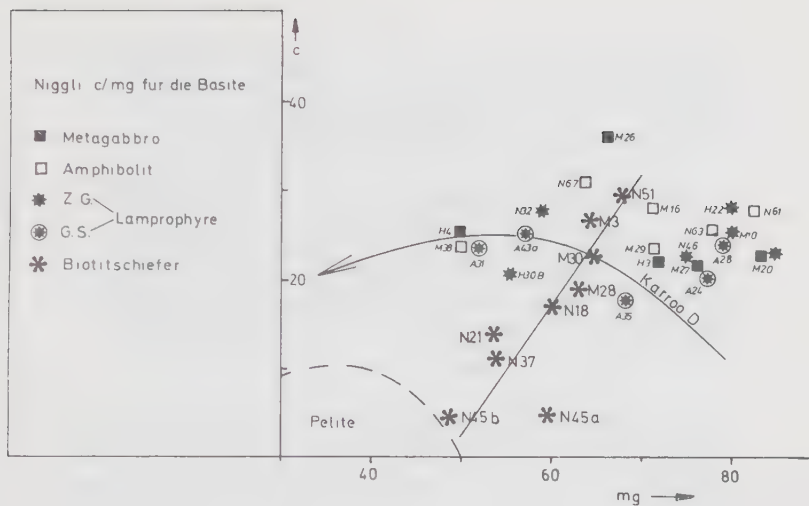


Fig. 7: Diagramm der Niggli-Parameter c/mg für die Basite.

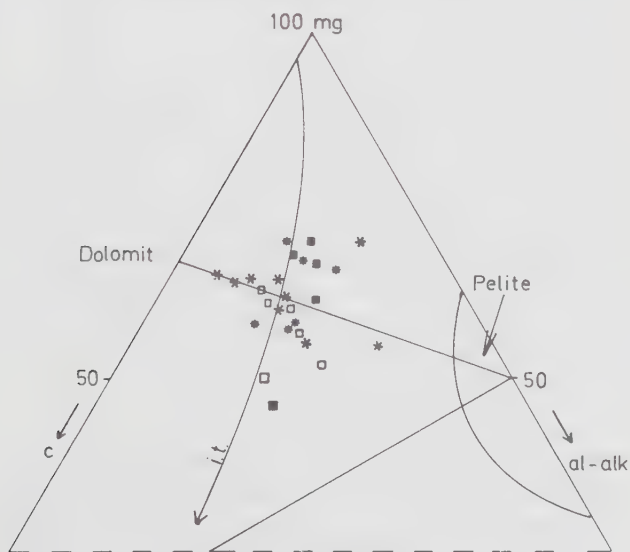


Fig. 8: Konzentrationsdreieck 100 mg/c/al-alk für die Basite. (Symbole wie oben).

LEAKE (196Q) und VAN DE KAMP (1968) angegebenen Trends für Pelit-Dolomitmischungen, sind also von Sedimentgesteinen herzuleiten.

Die Amphibolite, Metagabbros und Lamprophyre (die Proben von Lamprophyren der Greiner Serie eingeschlossen) liegen im Bereich der Orthobasite auf der Differentiationstrendlinie nach den oben angegebenen Autoren.

Die gewonnenen Ergebnisse über die Ortho- und Paranatur der Basite werden durch die Darstellung dieser Gesteine im Konzentrationsdreieck 100mg/c/al-alk (nach LEAKE 1964) bestätigt. Auch hier folgen die Biotitschiefer der Linie von Pelit-Dolomit, während die restlichen Basitproben auf der magmatischen Trendlinie in einem Bereich senkrecht dazu streuen.

Es ist anzumerken, daß durch Vergleich dieser beiden Darstellungen (Fig. 7 und Fig. 8) jene Proben der Biotitschiefer, die in einer der Darstellungen in das Feld der Ortho-Basite fallen, in der anderen Darstellung klar als Para-Gesteine einzustufen sind. Insofern ergänzen sich die beiden Darstellungsmöglichkeiten und erlauben eine eindeutige Interpretation.

3. 3.3 Die Cr- und Ni-Gehalte der Basite.

Weitere Kriterien zur Unterscheidung des Ortho- bzw. Paracharakters speziell von Amphiboliten liefern die Chrom- und Nickelgehalte dieser Gesteine. Nach FRÖHLICH (1960) liegt die Unter-

Die übrigen Proben dieser Gesteine liegen zwischen 21 und 130 ppm Cr (vgl. Tab. 5).

In den Biotitschiefern wurde als Maximalwert 128 ppm Cr bestimmt, was angesichts der Einschränkung FRÖHLICH's (1960) mit deren Para-Natur vereinbar ist.

Die relativ geringen Cr-Gehalte von Proben der als Orthogesteine betrachteten Amphibolite und Metagabbros sind durch geologische Gegebenheiten zu erklären. So ist festzustellen, daß die hohen Cr-Gehalte bei Proben anzutreffen sind, die aus den zentraleren Bereichen der Orthogesteinseinschaltung, bzw. von Einschaltungen relativ großer Gesamtmächtigkeit stammen (vgl. die Proben H₃ (Mitte) und H₄ (Rand) der Metagabbroeinschaltung bei der Hornspitzgruppe; M₂₀ und M₂₇ und N₆₃). Es ist anzunehmen, daß während der palingenetischen Entwicklung der leukokraten Zentralgneisgesteine und der weiteren metamorphen Überprägung es am Rande der Orthobasiteinschaltungen bzw. bei dünnmächtigen Lagen durchgreifend zu stofflichen Verschiebungen, z.B. durch aggressive hydrothermale Lösungen (KERN 1968) und Mobilisierungen, gekommen ist.

Die als späte Intrusionen eingestuften Lamprophyre weisen unter den Orthobasiten die höchsten Cr-Gehalte (120-550 ppm Cr) auf, was die oben angeführten Zusammenhänge unterstreicht.

Das Nickel zeigt bei allen Basiten zum Chrom sympathetisches Verhalten, d.h. es ergibt sich eine positive Korrelation für diese Elemente.

Nach LEAKE (1960) ist ein positiver Trend bei Paraamphiboliten nicht ausgeschlossen. Somit ändert sich bei den Biotitschiefern, obwohl auch hier Ni und Cr positiv korrelieren, nichts an ihrer Einstufung als Paragesteine.

Bei der Korrelation des Titans gegen das Chrom nach LEAKE (1960) der Basite (nicht dargestellt) ist nur bei den Lamprophyren und Metagabbros ein negatives Trendverhalten zu erkennen, wie es vom oben genannten Autor gefordert wird. Die Biotitschiefer deuten hier, entsprechend ihrer Paratur, einen positiven Trend an, während die Amphibolite aufgrund der hier vermutlich vorhandenen Metasomatose (s.o.) kein Trendverhalten zeigen.

3. 4 Die Zillertaler Zentralgneisgesteine im Diagramm der Niggli-Parameter $al - alk (= T)$ gegen c . (Fig. 9)

Bei dieser Darstellung handelt es sich um einen Ausschnitt der Projektion des Doppeltetraeders nach NIGGLI (1920), die sich speziell für die Diskussion des Chemismus von metamorphen Gesteinen sedimentogener Herkunft bewährt hat (BURRI (1959), S. 78).

In Fig. 9 streuen die Feldspatblastengneise in einem länglichen Feld außerhalb des Ortho-Bereichs subparallel zur Plagioklasentwicklung. Der Grund hierfür dürfte in der progressiven Feldspatisierung, wie sie bei metamorphen Prozessen zu verzeichnen ist, liegen.

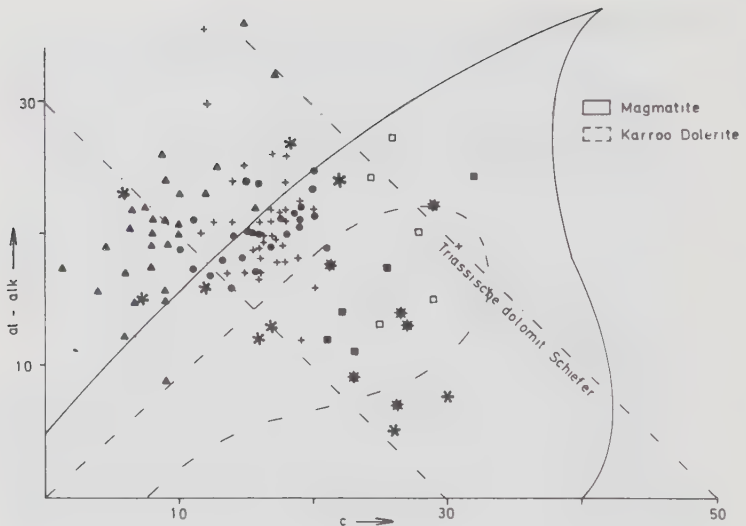


Fig. 9: Die bearbeiteten Zillertaler Zentralgneisgesteine im Diagramm der Niggli-Parameter $(al - alk) = T$ gegen c nach BURRI (1959). Karroo Dolerite und Triass. dol. Schiefer nach EVANS & LEAKE (1964). (Symbole wie Fig. 5 und 7).

Die Mehrzahl der Granodiorite und Biotitgneise liegt innerhalb des Eruptivfeldes, wobei beide Gesteine auch im Para-Feld zu liegen kommen. Eine Erklärung ist für diese Tatsache in der palinogen-magmatischen Natur dieser Gesteine zu sehen, da hier sedimentäre und magmatische Tendenzen aufgezeigt werden.

In dieser Darstellung ist allgemein eine Verwandtschaft der Leuko-Gesteine nicht zu verkennen; alle drei Gesteins-Typen belegen einen ineinandergreifenden, abgerundeten Bereich, der durch die

Grenze Ortho-Parafeld geteilt wird.

Von den untersuchten Basiten streuen die Metagabbros, Amphibolite und natürlich die Lamprophyre im eingezeichneten Feld der Karoo-Dolerite; die Orthonatur dieser Gesteine ist also weiter gefestigt.

Die Biotitschiefer sind hier als vorwiegend schwach dolomitische Schiefer (niedrige c-Werte) zu deuten. Die Mehrzahl von ihnen streut längs der Begrenzungslinie ($T=30$; $c=30$) des Feldes von triassischen Schiefern.

4 Schlußfolgerungen, den Bau und die Genese des
Zillertaler Zentralgneiskerns betreffend.

4. 1 Geologischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse.

Bei der petrographisch-geochemischen Bearbeitung der beiden Parallelprofile durch den Zillertaler Zentralgneiskern konnte aufgrund der klaren Korrelierbarkeit der Serien ein Lagenbau dieses Zentralgneisbereiches nachgewiesen werden. Dieser Lagenbau folgt im wesentlichen den durch den Süd - Nord-Schub während der alpidischen Orogenese geschaffenen tektonischen Strukturen. Durch die b - Achsenmessungen sowie petrographisch - geochemische Ergebnisse ergibt sich für den Zillertaler Zentralgneiskern ein lagiger, WSW - ENE streichender und nach WSW abtauchender geologischer Körper, wobei die nördliche Serie (Granodiorite) stärker abtaucht als die im Süden anschließenden Biotitgneise.

Die Feldspatblastengneise sind peripher angeschuppt und im Dach der beiden erstgenannten Leuko-Typen mitverfaltet oder eingeschuppt anzutreffen. Sie sind also bereits von ihrer tektonischen Stellung her abzutrennen.

Die Basite spielen beim Aufbau des Zillertaler Kerns eine untergeordnete Rolle. Es sind zu unterscheiden junge Lamprophyre von, dem alten Lagenbau folgenden Metagabbros, Amphiboliten und Biotit-schiefern, wobei erstere nur in den Biotitgneisen anzutreffen sind.

4. 2 Zur Genese der Zillertaler Zentralgneise.

Von den ausgeschiedenen drei leukokraten Zentralgneistypen sind die Granodiorite und die Biotitgneise als palingene Granitisationsprodukte von Grauwacken zu betrachten. Nach diesen Ergebnissen scheidet eine hochplutonische Platznahe, wie sie KARL (1959) für die von ihm als Tonalitgranite bezeichneten Gesteine des Oberen Zemmgrundes beschrieben hat, aus.

Die Feldspatblastengneise, mit Zweiglimmergneisen der Greiner Serie vergleichbar, sind als jüngere Paragneise anzusehen und können als detritische Abkömmlinge der beiden ersten Zentralgneistypen gedeutet werden.

Durch eine Reihe von Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Mineralien und Gesamtgestein (BESANG et al. 1968, JÄGER et al. 1969, SATIR 1975) kann die palingenetische Schmelzbildung der Zentralgneise als präpermisch bis permisch im Rahmen der variszischen Orogenese als gesichert vorausgesetzt werden. Nach den Auffassungen von BÖGEL (1975) und CLOSS (1975) ergibt sich für das alpine Orogen das Modell einer Subduktion von Nord nach Süd, wobei eine Verkürzung der Kruste um ca. 200 km angenommen wird. Der zeitliche Ablauf der Subduktion erfolgte vom Campan bis Oligozän.

Für das bearbeitete Gebiet am Tauernwestende bedeutet dies zunächst einmal eine durch die Subduktion bedingte Bewegung der bereits als palingene Granitoide vorliegenden Zentralgneise von Nord nach Süd. Während des Subduktionsprozesses kommt es zu einer durch die Verengung der Kruste bedingten Überlagerung der Zentralgneise und ihrer autochthonen bis parautochthonen Schieferhüllgesteine mit den ostalpinen Deckensystemen. Diese Überlagerung bewirkt die als Tauernkristallisation der alpidischen Metamorphose bekannte Überprägung im Bereich des Arbeitsgebietes.

Beim Festfahren der Subduktion (CLOSS 1975) erfolgt eine diapirartige Aufwölbung der Tauern, wodurch es zum Abgleiten der Nord-Alpen nach N kommt und so das Tauernfenster freigelegt wird.

5 Analysenmethodik

5. 1 Probennahme

Die Probennahme erfolgte bei der Profilkartierung. Insgesamt wurden 210 1-2 kg schwere Proben genommen, von denen 125 zur geochemischen Bearbeitung ausgewählt und aufbereitet wurden.

5. 2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Es wurden 50 g der im Backenbrecher zerkleinerten Probe in der Scheibenschwingmühle 2 min. gemahlen. Die Korngröße beträgt dann nach J. MADEL (1968) weniger als 50μ .

Das Gesteinspulver wurde 120 min. bei 900°C geglüht. Hierbei wird Fe^{2+} zu Fe^{3+} oxydiert und somit ΣFe als Fe_2O_3 bestimmt. Aus der geglühten Substanz wurde eine Tablette nach der Methode von B. LEAKE et al. (1969/70) hergestellt.

Für die RFA-Messungen standen ein Philips-Vakuum-spektrograph PW 1540, ein Philips-Müller-Mikro-111-Generator und die zugehörigen Elektronikeinheiten zur Verfügung.

Mit Hilfe der RFA wurden die in Tab. 5 verzeichneten Elemente unter den dort aufgeführten Meßbedingungen bestimmt. Die Probentabletten wurden gegen die internationalen Standards AGV, BM, BCR-1, G2, GSP-1, DTS, PCC-1, TB, KH, GH, BR, DRN gemessen. Die relative Standardabweichung wurde nach folgenden Formeln berechnet:

$$\text{rel. Standardabweichung} \quad c = \frac{100 \cdot s}{\bar{x}};$$

$$\text{Standardabweichung} \quad s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (x - \bar{x})^2};$$

$$\text{arithmetisches Mittel} \quad \bar{x} = \frac{1}{n} \sum x;$$

Tabelle 5: Einstelldaten an der RFA

Element	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Rb	Zr
Anregung (kV/mA)	50/20	30/20	50/20	24/8	50/20	50/20	50/20	50/20	50/20	50/20
Röhre	Cr	Cr	Cr	W	W	Cr	Cr	Cr	W	W
An. Kristall	Gips	Lif	Gips	Lif	Lif	Gips	Gips	Gips	Lif	Lif
Zähler	F.C.	F.C.	F.C.	S.C.	F.C.	F.C.	F.C.	F.C.	S.C.	S.C.
Diskr. LL	60	-	164	-	-	137	-	-	120	120
W	-	-	445	-	-	275	-	-	230	230
Zählzeit (sek)	60"	60"	60"	40"	60"	80"	60"	60"	60"	60"
Vakuum	+	-	+	-	+	+	+	+	-	-
Kollimator (μ)	480	160	480	160	160	480	160	160	160	160

Analysatorkristalle: Gips (020) $2d = 15,185 \text{ \AA}$

LiF (220) $2d = 2,848 \text{ \AA}$

Zähler: F.C. = Durchflußzähler (Gas: Argon/Methan)

S.C. = Szintillationszähler

Es wurde jeweils die $K\alpha_1$ Linie I. Ordnung zur quantitativen Bestimmung der Elementoxydgehalte herangezogen. Da Zr $K\alpha_1$ I. O. ($\lambda = 0,786 \text{ \AA}$) mit Sr $K\beta_3$ I. O. ($\lambda = 0,784 \text{ \AA}$) koinzidiert, wurde eine Korrektur nach MADEL (1968) durchgeführt. Dazu war es notwendig, an 10 ausgesuchten Proben das Element Sr an der RFA zu bestimmen.

Für c ergaben sich folgende Werte:

$\text{SiO}_2 \pm 1,5\%$, $\text{TiO}_2 \pm 2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \pm 4\%$, $\text{MnO} \pm 5\%$,
 $\text{MgO} \pm 5\%$, $\text{Fe ges.} \pm 1\%$, $\text{CaO} \pm 2\%$, $\text{K}_2\text{O} \pm 4\%$.

5.3 Atomabsorptionsanalyse und Spektralphotometer

Mit einem Gerät vom Typ EEL-ATOMIC der Firma EVANS ELECTRO-SELENIUM/LTD., England, wurden die Elemente Sr, Ni und Cr absorptionspektrometrisch, das Element Na emissionspektrometrisch bestimmt. Hierzu wurden die pulverisierten und geglühten Proben durch einen Flußsäureaufschluß (HF , HClO_4 und wenig HNO_3) in Lösung gebracht.

Die Eichkurven wurden durch entsprechende Lösungen der internationalen Standards und additive Meßmethoden ermittelt.

c betrug hier für Na $\pm 10\%$, für Ni, Cr und Sr $\pm 5\%$.

Das Element P wurde am Spektralphotometer PM2D der Fa. ZEISS durch Zusatz von:

1. Zitronensäure + Metol + Natriumpyrosulfit
2. konz. Schwefelsäure + Ammoniummolybdat

bestimmt (c = $\pm 10\%$).

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ANGENHEISTER, G. et al.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. -- Geol.Rdsch., 61, 349-395, 1972.
- BAGGIO, P. & VECCHI, de G.: Risultati preliminari de ricerche geologico-petrografiche nell' alta Valle di Vizze (Alto Adige). -- Edizioni del Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento 1965.
- BAGGIO, P. et al.: Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia alla Scala 1:100.000, Foglio 1, Passo del Brennero, Bressanone. -- Paligraphica & Cartivaleri-Ercolano 1969.
- BECKE, F.: Petrographische Untersuchungen der Krystallinen Gesteine der Zentralkette der Ostalpen.-- Denkschr.der math.-nat.Kl.d.Ak.d. Wiss., 75/I, Wien, 1903.
- BECKE, F.: Differentiationserscheinungen im Zentralgneis. -- N.Jb.Min.Geol.Paläont., 1, 234-239, 1923.
- BESANG, C. et al.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). -- Geol. Jb., 86, 835-844, 1968.
- BIANCHI, A. & GB. DAL PIAZ: Monografia geologico-petrografica sull' Alto Adige orientale. E regione limitrofe. -- Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 10, 1934.
- BÖGEL, H.: PROFILE "Abwicklung". -- Int. Sympos. "Geodynamik der Ostalpen", München/Salzburg 1975 (als Ms.vervielf.).
- BURRI, C.: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. -- 339 S., Birkhauser, 1959.
- BURRI, C., PARKER, WENK: siehe bei TRÖGER, 1971.
- CHRISTA, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. -- Jb. Geol. B.-A., 81, 533-646, 1931.

- CHRISTA, E.: Das Greiner Schwarzenstein Gebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. -- Veröff. des Museums Ferdinand., Innsbruck 1934, H. 13, Jhg. 1933.
- CLOSS, H.: Geophysikalische Befunde und die Frage einer Subduktion in den Ostalpen. -- Int. Symp. "Geodynamik der Ostalpen". München/Salzburg 1975 (als Ms.vervielf.).
- DEWEY, J.F. et al.: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. -- Bull.Geol.Soc.Am., 84, 3137-3180, 1973.
- EISENACH, P.: Geologische Kartierung des Weissenbachtals (Ahrntal/Südtirol). -- Unveröff. Dipl.-Arb., Univ.München 1974.
- ERNST, W.G.: Metamorphism in the Alps. -- Bull.Geol.Soc.Am. 84, 2, 253-258, 1973.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E.: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. -- J.Petrol., 1, 238-254, 1964.
- EXNER, Ch.: Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. -- Radex Rdsch., H.7/8, 417-433, 1953.
- FRISCH, W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). -- Verh.Geol.B.-A., Jhg. 1974, 201-221, Wien 1975.
- FRÖHLICH, F.: Beitrag zur Geochemie des Chroms. -- Geochim.Cosmochim.Acta 20, 215-240, 1960.
- GIESE, P. et al.: Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordappennins. -- Z.deutsch.Geol.Ges., 120, 151-195, (8 Abb., 3 Taf.), 1968.
- GREEN, J. & POLDERVAART, A.: Petrochemical fields and trends. -- Geochim.Cosmochim.Acta, 13, 87-122, 1958.

- HAHN-WEINHEIMER, P. & ACKERMANN, H.: Geochemical investigation of differentiated granite plutons of the Southern Blek Forest, Part. II.--
Geochim.Gosmochim.Acta, 31, 2197-2218, 1967.
- JÄGER, E. et al: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granit-Gneisen (Typus Augen- + Flaser-gneisen aus dem nördlichen Großvenediger-gebiet (Hohe Tauern). --
Tschermin.Min.Pet.Mitt., 13, 251-272, 1969.
- KAMP, P.C. VAN DE: Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, southeastern Ontario. --
Canad.J.of Earth Sc., 5, No. 6, 1337-1372, 1968.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und der Tonalitgranite liniger periadriatischer Intrusivmassive. --
Jb.Geol.B.-A., 102, H. 1, Wien 1959.
- KARL, F. & MORTEANI, G.: Ein Vergleich der Ergebnisse von A. BIANCI und F. KARL über die granitischen Gesteine des Zillertales und Großvenedigers (Hohe Tauern).--
Tschermin.Min.Pet.Mitt., 7, H. 3, 290-316, 1960.
- KARL, F.: Zur Vergleichbarkeit der magmatischen Gesteine aus dem Adamello mit den Tonalitgraniten aus den Hohen Tauern. --
Tschermin.Min.Pet.Mitt., 9, H.1/2, 7-39, 1964
- KARL, F.: Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitisch-granitischer Gesteine. --
Tschermin.Min.Pet.Mitt., 11, 413-437, 1966.
- KERN, H.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Chroms und zur Mikroskopie und Genese der Chromerze. --
Clausth. H. Lagerstättenkunde und Geochemie d.mineral.Rohstoffe, Bornträger, Berlin-Stuttgart, 1968.
- LEAKE, B.E.: Chemical distinction of ortho and par-amphibolites. -
J.Petrol., 5, 337-363, 1960.
- LEAKE, B.E. et al.: The chemical analysis of Rock Powders by automatic x-Ray Fluorescence. --
Chem.Geol., 5, 7-88, 1969/70.

- LEITMEIER, H.: Die Probleme der Bildung der "Zentralgneise" in den Hohen Tauern und liniger Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenelementanalysen zu ihrer Lösung. --
Tscherm.Min.Pet.Mitt., 5, 3. Folge, 303-334, 1956.
- MADEL, J.: Magmatische Entwicklung der Massivgranite der nördlichen Oberpfalz, aufgezeigt an der arealen Variation einiger Haupt- und Spurenelemente. --
Diss.Univ.München, 1968.
- MEHNERT, K.R.: Magmatites. --
393 S., Elsevier 1968.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). --
Verh.Geol.B.-A., 2, 287-314, Wien 1971.
- MORTEANI, G.: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. --
Fortschr.Min., 52, Beih. 1, 195-220, 1974.
- MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps. --
Lithos 7, 101-111, 1974 a.
- NIGGLI, P.: Lehrbuch der Mineralogie. --
1. Aufl., Borntraeger, Berlin 1920.
- NOCKOLDS, S.R.: Average chemical compositions of some igneous rocks. --
Bull.Geol.Soc.Am., 65, 1007-1032, 1954.
- PROSSER, E.: Geologische Untersuchungen in der Greiner Serie im Gebiet des Reischbergkares (Zillertal, Tirol). --
Unveröff. Dipl.-Arb., Univ.München, 1972.
- RAASE, P., KARL, F. & MORTEANI, G.: Zur Kennzeichnung der alpidischen Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern. --
Fortschr.Min., 49, Beih. 1, 1971.
- REISSINGER, M.: Geologische Kartierung des Gebietes südlich der Berliner Hütte (Oberer Zemmgrund, Zillertaler Alpen, Tirol). --
Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, 1971.

- RITTMANN, A.: Die Zonenmethode. --
Schweiz.Min.Petr.Mitt., 9, Sonderh.,
Zürich 1929.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen
Tauern. I. Bericht. --
Denkschr. Akad.d.Wiss., 82, 257-319,
Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der
Hohen Tauern. II. Bericht.--
Jb.Geol.Staatsanst., 70, H. 3 u. 4 (1920),
272-296, Wien 1921.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte
Meran-Brixen. --
Schlern-Schriften, Innsbruck, 1929.
- SATIR, M.: Rb-Sr und K-Altersbestimmungen an
Gesteinsproben der westlichen Hohen
Tauern und der südlichen Ötztalmasse. --
Int. Sympos. "Geodynamik der Ostalpen".
München/Salzburg 1975 (als Ms.vervielf.).
- SCHMIDT, K.: Petrotektonische Studien im Gebiete des
Sonnblickhornes. --
Tschermin.Min.Petr.Mitt., 3. Folge, 6,
188-205, 1956.
- SCHROLL, E.: Zur Geochemie der seltenen Elemente in gra-
nitoiden Gesteinen. --
Tschermin.Min.Petr.Mitt., 11, H. 3-4, 1966.
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H.: Beitrag zur Kenntnis des
K/Rb Verhältnisses in magmatischen Ge-
steinen. --
Geol. Rdsch., 55, 261-274, 1965.
- STRECKEISEN, A.: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. --
Geol.Rdsch., 55, H. 3, 478-491, 1965.
- TOLLMANN, A.: Die Ostalpensynthese. --
Franz Deutike Verl., Wien, 1963.
- TRÜGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptiv-
gesteine. --
Berlin 1935.
- TRÜGER, E.W.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden
Minerale. Teil 1. 4. Aufl.
Schweizerbart, Stuttgart 1971.

- TRÖGER, E.W.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, 2. Auflage. Schweizerbart, Stuttgart 1969.
- WEDEPOHL, K.H.: Geochemie. -- 220 s., Berlin 1967
- WEDEPOHL, K.H.: Handbook of Geochemistry. Vol. I + II. Berlin-Heidelberg-New York 1969.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. -- Diss. Univ. München, 1970.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen-Tirol). (in Vorber.)
- WINKLER, H.G.F.: Der Prozess der Anatexis: Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. -- Tscherm.Min.Pet.Mitt., 3. Folge, 11, 266-287, 1966.
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. -- Springer Verl., Heidelberg-New York, 1967.
- WINKLER, H.G.F.: Abolition of Metamorphic Facies. -- N.Jb.Mineral., H. 5, 1970.
- WUNDERLICH, H.G.: Die Osdalpentraverse im DFG-Schwerpunktprogramm "Geodynamik des Mittelmeerraumes". -- Verh.Geol. B.-A., 238-249, 1971.

A N H A N G

Analysentabellen der bearbeiteten Gesteine

Zunächst sind die Proben der beiden Profile (I und II) aufgeführt, wie sie in Abb. 2 eingezeichnet sind.

Die Proben mit den Nummern B₁-B₉ stammen von einer flächenhaften Beprobung des Bereiches Waxeckkees (B₉), Schwarzensteinkees (B₅-B₈) und Hornkees. (B₁-B₄).

Die Proben mit den Nummern EB ... u.s.w. und EA₄ wurden von Herrn Dipl. Geol. P. EISENACH freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Sie wurden an einem Profil Turnerkamp - Kranner Schneid genommen.

Weiter sind die Proben von Lamprophyren und Zweiglimmergneisen aus dem Reischbergkar (Greiner Serie) aufgeführt (Analysen: Dipl. Geol. M. REISSINGER).

Die Berechnung der Niggli-Parametererfolgte mit Hilfe eines Rechenprogramms an der Rechenanlage des Leibniz-Rechenzentrums der Technischen Universität München.

Prob. Nr.	N ₅	N ₈	N ₁₂	N ₁₃	N ₁₄	N ₁₅	N ₁₇	N ₁₈	N ₂₀	N ₂₁	N ₂₂	N ₂₃
Si O ₂ (Gew.%)	72,6	70,6	69,6	69,5	68,6	72,4	71,1	54,7	66,0	52,9	75,3	63,4
Ti O ₂	0,28	0,34	0,44	0,45	0,58	0,10	0,36	1,53	0,63	1,61	0,14	0,15
Al ₂ O ₃	15,7	16,4	17,0	15,5	16,3	14,6	15,8	16,2	17,4	15,5	17,4	12,4
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	2,75	3,28	2,30	3,60	4,41	1,42	2,95	7,70	4,73	9,22	1,67	1,25
Mn O	0,05	0,07	0,06	0,06	0,07	0,03	0,05	0,08	0,07	0,16	0,04	0,04
Mg O	0,48	0,91	1,02	1,28	1,10	0,44	0,92	5,78	1,56	6,03	0,47	0,11
Ca O	1,78	1,97	2,10	2,80	3,66	1,05	2,25	5,38	3,40	5,42	1,24	1,35
K ₂ O	3,95	3,94	3,78	3,20	3,08	4,16	3,90	3,60	2,74	7,68	3,46	3,54
Na ₂ O	2,91	3,88	3,28	3,37	3,34	3,07	3,01	2,42	4,33	0,32	3,01	2,44
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,11	0,06	0,10	0,01	0,07	0,33	0,12	0,42	0,03	0,12
Sums	100,54	101,35	99,69	99,82	101,24	97,28	100,41	97,72	100,98	99,31	100,06	100,39
C.V.	0,44	0,53	1,06	0,42	0,47	0,35	0,67	0,67	0,60	4,03	0,40	0,11

Rd (ppm)	200	180	175	180	131	188	196	142	133	341	175	101
Sr	146	106	113	133	186	53	133	200	166	160	73	74
Zr	143	125	105	123	157	103	102	211	141	139	106	111

Niggli-Werte

si	375	325	328	314	288	423	342	157	255	146	447	435
al	47,88	44,50	47,35	41,32	40,96	50,30	44,86	27,23	39,65	25,25	49,82	45,29
fa	14,62	17,10	15,60	21,11	21,12	10,22	17,50	42,04	22,97	44,21	11,65	14,60
c	9,97	9,42	10,63	13,57	16,51	6,59	11,61	16,74	15,34	15,99	8,43	9,10
alk	27,53	28,88	26,42	24,01	21,91	32,90	26,03	13,48	20,09	14,55	30,08	30,31
k	0,47	0,40	0,43	0,38	0,47	0,46	0,49	0,29	0,94	0,43	0,47	0,45
mg	0,25	0,32	0,46	0,41	0,33	0,37	0,38	0,60	0,39	0,56	0,35	0,39
qz	165	109	123	118	101	191	138	3	63	- 12	227	272

Prob. Nr.	N ₂₄	N ₂₅	N ₂₆	N ₂₇	N ₃₀	N ₃₁	N ₃₂	N ₃₃	N ₃₅	N ₃₆	N ₃₇	N ₃₈	N ₃₉
Si O ₂ (Gew.%)	72,4	73,8	67,2	75,2	59,5	63,2	50,6	67,4	62,1	71,0	64,8	72,0	72,8
Ti O ₂	0,17	0,22	0,59	0,24	0,88	0,79	1,62	0,66	0,68	0,43	0,96	0,09	0,13
Al ₂ O ₃	16,0	15,6	16,4	15,4	18,7	16,4	14,8	17,4	17,4	16,5	14,8	18,2	15,7
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	1,95	2,33	4,43	2,30	5,97	5,40	9,55	5,41	5,47	3,58	6,45	0,85	1,30
Mn O	0,04	0,05	0,06	0,03	0,07	0,08	0,15	0,11	0,04	0,05	0,08	0,01	0,03
Mg O	0,52	0,79	0,77	0,24	2,39	2,63	6,76	1,85	3,52	0,80	3,91	0,75	0,43
Ca O	1,42	1,55	3,83	2,21	5,10	4,42	10,2	3,27	2,76	3,19	3,24	2,28	1,00
K ₂ O	3,49	2,34	2,52	2,94	2,54	2,68	1,28	1,70	3,54	2,18	2,24	1,16	4,84
Na ₂ O	3,39	3,34	3,12	3,07	3,23	2,85	2,74	3,20	2,60	3,39	2,64	4,25	3,55
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,09	0,03	0,12	0,14	0,36	0,09	0,14	0,10	0,17	0,01	0,11
Sum.	99,41	100,06	99,01	101,66	98,50	98,59	98,06	101,09	98,25	101,22	99,89	99,00	99,39
G.V.	0,34	0,80	0,56	0,30	0,75	0,96	0,61	0,75	1,67	0,47	0,92	0,77	0,51
Rb (ppm)	162	102	115	108	114	118	25	87	161	92	135	34	355
Sr	86	153	180	200	213	220	533	206	66	186	196	136	20
Zr	121	174	140	184	210	173	172	189	170	198	131	114	53

Niggli-Werte

si	386	397	293	408	202	234	124	271	226	318	237	363	393
al	50,32	49,55	42,15	49,31	37,55	35,90	21,49	41,25	37,45	43,67	31,94	54,19	50,03
fm	12,14	16,02	19,76	11,48	27,64	29,9	42,83	27,83	34,31	17,69	39,35	3,52	1,65
c	8,12	8,95	17,89	12,86	18,62	17,59	27,13	14,09	10,80	15,35	12,71	12,34	5,18
alk	29,41	25,49	20,20	26,35	16,19	16,61	8,55	16,83	17,45	23,35	16,00	24,55	35,29
h	0,40	0,32	0,35	0,39	0,34	0,38	0,24	0,26	0,47	0,27	0,41	0,15	0,47
mg	0,34	0,40	0,25	0,17	0,44	0,49	0,58	0,40	0,56	0,30	0,54	0,63	0,0339
mx	168	195	112	202	37,9	68,3	49,58	103	56,9	125	73,2	165	152

Prob. Nr.	N ₂₄	N ₂₅	N ₂₆	N ₂₇	N ₃₀	N ₃₁	N ₃₂	N ₃₃	N ₃₅	N ₃₆	N ₃₇	N ₃₈	N ₃₉
Si O ₂ (Gew.%)	72,4	73,8	67,2	75,2	59,5	63,2	50,6	67,4	62,1	71,0	64,8	72,5	72,3
Ti O ₂	0,17	0,22	0,59	0,24	0,88	0,79	1,62	0,66	0,68	0,43	0,96	0,99	0,13
Al ₂ O ₃	16,0	15,6	16,4	15,4	18,7	16,4	14,8	17,4	17,4	16,5	14,3	18,2	15,7
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	1,95	2,33	4,43	2,30	5,97	5,40	9,55	5,41	5,47	3,58	6,45	0,95	1,30
Mn O	0,04	0,05	0,06	0,03	0,07	0,08	0,15	0,11	0,04	0,05	0,08	0,01	0,03
Mg O	0,52	0,79	0,77	0,24	2,39	2,63	6,76	1,85	3,52	0,80	3,91	0,75	0,43
Ca O	1,42	1,55	3,83	2,21	5,10	4,42	10,2	3,27	2,76	3,19	3,24	2,28	1,00
K ₂ O	3,49	2,34	2,52	2,94	2,54	2,63	1,28	1,70	3,54	2,18	2,84	1,16	4,34
Na ₂ O	3,39	3,34	3,12	3,07	3,23	2,85	2,74	3,20	2,60	3,39	2,64	4,25	3,55
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,09	0,03	0,12	0,14	0,36	0,09	0,14	0,10	0,17	0,01	0,11
Sua.	99,41	100,06	99,01	101,66	98,50	98,59	98,06	101,09	98,25	101,22	99,39	99,60	99,25
G.v.	0,34	0,80	0,56	0,30	0,75	0,96	0,61	0,75	1,67	0,47	0,92	0,77	0,51
Rb (ppm)	162	102	115	108	114	118	25	87	161	92	185	34	355
Sr	86	153	180	200	213	220	533	206	66	186	196	106	20
Zr	121	174	140	184	210	173	172	189	170	198	131	114	53

Niggli-Werte

si	386	397	293	408	202	234	124	271	226	318	237	363	393
al	50,32	49,55	42,15	49,31	37,55	35,90	21,49	41,25	37,45	43,67	31,94	54,19	50,50
fe	12,14	16,02	19,76	11,48	27,64	29,9	42,83	27,83	34,31	17,69	39,35	8,92	8,89
c	8,12	8,95	17,89	12,86	18,62	17,59	27,13	14,09	10,80	15,35	12,71	12,34	5,79
alk	29,41	25,49	20,20	26,35	16,19	16,61	8,55	16,83	17,45	23,35	16,00	24,55	35,29
k	0,40	0,32	0,35	0,39	0,34	0,38	0,24	0,26	0,47	0,27	0,41	0,15	0,47
mg	0,34	0,40	0,25	0,17	0,44	0,49	0,58	0,40	0,56	0,30	0,54	0,03	0,0,39
qz	168	195	112	202	37,9	68,3	-9,58	103	56,9	125	73,2	165	152

Prob. Nr.	N ₄₁	N _{45A}	N _{45B}	N ₄₆	N ₄₇	N ₅₁	N ₅₂	N ₅₃	N ₅₆	N ₆₁	N ₆₃	N ₆₇	N ₆₈
Si O ₂ (Gew.%)	73,2	54,6	62,2	49,8	65,9	52,1	67,0	64,3	63,2	52,0	51,8	57,4	63,8
Ti O ₂	0,17	1,09	0,62	1,54	0,50	2,01	0,55	0,62	0,44	0,65	0,95	0,61	0,64
Al ₂ O ₃	16,2	15,7	20,7	14,5	16,3	14,1	17,4	16,4	19,3	17,2	14,0	15,7	17,6
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	1,26	10,6	5,46	9,53	4,82	8,90	4,61	4,97	3,68	8,14	9,50	8,70	5,64
Mn O	0,01	0,12	0,09	0,16	0,03	0,12	0,06	0,08	0,04	0,14	0,15	0,09	0,07
Kg O	0,52	8,14	1,40	7,35	2,62	5,05	1,43	1,69	0,78	9,46	8,42	3,95	1,11
Ca O	0,68	2,18	1,39	8,03	2,43	9,39	4,38	4,23	3,84	10,57	8,78	9,06	4,35
K ₂ O	5,38	2,31	0,91	2,17	2,42	3,23	1,73	2,41	3,32	0,81	1,83	1,17	1,50
Na ₂ O	3,35	3,01	6,11	3,55	3,61	3,52	3,66	4,85	4,85	1,23	2,00	2,42	4,69
P ₂ O ₅	0,10	0,31	0,12	0,48	0,09	0,94	0,15	0,14	0,22	0,06	0,22	0,51	0,17
Sua.	100,87	98,07	99,00	97,11	98,72	99,36	100,97	99,69	99,67	100,26	97,71	99,61	98,97
G.V.	0,91	4,75	2,27	1,28	0,83	3,00	0,58	0,56	0,67	1,22	0,87	1,22	0,68
Rb (ppm)	301	89	38	62	150	104	58	90	131	35	73	37	69
Sr	13	226	126	400	100	653	226	220	273	340	160	274	246
Zr	69	221	307	145	222	282	286	297	205	73	60	59	258

Niggli-Werte

si	391	150	259	135	265	148	265	240	240	128	139	183	240
al	51,10	25,57	49,92	23,32	38,72	24,56	40,62	36,12	43,30	25,06	22,24	29,58	40,00
fa	9,27	55,84	17,34	40,04	30,46	31,27	22,58	23,64	15,09	42,71	44,03	29,52	22,59
c	3,90	6,45	6,13	23,48	10,49	28,6	18,59	16,94	15,66	28,00	25,36	31,03	17,99
alk	35,74	12,3	26,62	13,17	20,32	15,57	18,42	23,31	25,95	4,22	8,57	9,68	15
k	0,51	0,34	0,09	0,29	0,31	0,38	0,24	0,25	0,31	0,30	0,38	0,24	0,19
ag	0,45	0,60	0,50	0,75	0,52	0,68	0,38	0,40	0,29	0,82	0,77	0,64	0,21
qz	148	2,33	52	-16,78	84,3	-14	91,6	47	36,7	11,65	6,12	43,9	70,23

Prob. Nr.	N ₇₂	N ₇₆	N ₇₉	N ₈₃	N ₈₅	N ₈₇	G ₂₄	G ₂₆	G ₃₃	G ₄₄	G ₄₆	G ₄₈	G ₄₉
Si O ₂ (Gew.%)	61,0	63,2	67,8	65,7	60,8	67,8	65,5	67,4	75,2	74,2	72,3	72,6	73,4
Ti O ₂	0,86	0,73	0,56	0,69	0,47	0,45	0,36	0,40	0,26	0,20	0,21	0,33	0,19
Al ₂ O ₃	18,4	18,6	16,7	16,7	19,8	17,5	19,8	17,7	13,4	14,1	14,5	15,6	13,9
Fe gas. als Fe ₂ O ₃	6,41	5,62	4,63	5,80	4,31	3,67	2,91	2,93	2,04	1,38	1,60	2,56	1,82
Mn O	0,11	0,09	0,07	0,09	0,04	0,06	0,08	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03
Hg O	1,72	1,84	0,94	1,72	2,41	1,71	2,73	1,34	0,82	1,43	0,64	0,85	0,53
Ca O	5,21	5,12	4,12	2,65	0,40	3,57	3,42	3,53	1,21	0,70	0,74	1,82	1,30
K ₂ O	1,29	1,53	1,48	2,52	4,54	1,97	1,96	2,88	4,76	3,14	3,60	3,67	4,05
Na ₂ O	3,98	4,05	4,04	3,98	4,52	3,28	2,05	3,69	2,31	3,23	4,20	3,28	4,29
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,13	0,16	0,08	0,15	0,95	0,07	0,06	0,03	0,06	0,07	0,06

Sua.	99,15	100,96	100,47	100,01	97,37	100,16	99,76	99,98	100,10	98,44	97,28	100,84	99,57
------	-------	--------	--------	--------	-------	--------	-------	-------	--------	-------	-------	--------	-------

G.V.	0,54	0,83	0,50	1,81	1,56	0,69	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Rb (ppm)	46	59	70	115	214	124	83	165	166	158	127	205	233
Sr	233	266	220	133	13	240	2	186	26	20	46	60	53
Zr	334	378	283	238	197	154	170	138	124	74	110	125	91

Niggli-Werte

si	213	222	281	261	231	283	275	296	435	426	412	364	396
al	37,94	38,61	40,91	39,14	44,47	43,09	49,03	45,85	45,76	47,68	48,82	46,19	44,26
fm	26,16	24,18	20,55	27,84	26,17	22,39	21,97	13,73	16,17	18,37	12,47	16,29	11,80
c	31,03	19,32	18,35	11,29	1,63	15,89	15,39	16,62	7,51	4,31	4,53	9,97	7,52
alk	16,37	17,26	22,2	21,73	27,73	18,53	13,60	23,79	30,56	29,52	34,18	27,73	36,42
k	0,18	0,20	0,19	0,29	0,40	0,28	0,39	0,34	0,59	0,39	0,32	0,42	0,38
mg	0,34	0,39	0,28	0,37	0,52	0,48	0,78	0,64	0,44	0,67	0,32	0,39	0,36
qz	47,8	53,51	100	74,2	20,7	109	120	101	213	208	176	153	150

Prob. Nr.	H ₄₁	H _{38A}	H _{33A}	H _{33B}	H ₃₁	H _{30B}	H ₂₈	H ₂₅	H ₂₄	H ₂₂	H ₁₉	H ₁₃	H ₁₆
Si O ₂ (Gewe.)	65,0	65,4	65,3	65,0	65,7	57,4	62,8	69,1	66,3	48,3	62,4	62,9	69,4
Ti O ₂	0,74	0,73	0,73	0,70	0,66	1,11	0,80	0,67	0,65	1,67	0,81	0,72	0,53
Al ₂ O ₃	17,7	16,8	16,5	16,1	17,2	15,8	17,0	15,5	16,3	12,0	16,5	16,4	15,3
Fe gas. als Fe ₂ O ₃	5,24	5,45	5,37	5,40	5,75	7,78	5,86	4,75	4,55	9,86	6,17	5,46	5,03
Mn O	0,08	0,08	0,08	0,07	0,10	0,12	0,08	0,06	0,07	0,16	0,10	0,08	0,10
Mg O	2,21	1,96	1,71	2,41	2,12	4,12	2,63	1,80	1,97	9,66	2,90	2,35	0,74
Ca O	3,30	4,11	4,06	4,15	3,88	5,80	4,40	3,97	4,73	10,0	4,76	4,56	2,74
K ₂ O	1,92	2,31	2,12	2,46	2,50	3,00	2,12	1,91	1,70	2,70	2,16	2,60	1,92
Na ₂ O	3,71	3,34	2,96	3,34	2,95	2,26	2,80	2,45	3,07	2,42	3,23	3,02	3,39
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,11	0,14	0,12	0,22	0,14	0,09	0,12	0,33	0,15	0,13	0,06
Sua.	100,05	100,32	98,94	99,77	100,98	97,61	98,63	100,30	99,51	97,60	99,08	98,22	99,11
Gew.	0,86	0,85	0,71	0,68	0,79	0,91	1,11	0,30	1,14	2,53	0,65	0,91	0,38
Rö (ppm)	139	151	154	123	141	210	127	131	110	120	133	134	272
Sr	133	146	166	180	133	226	153	200	50	353	66	185	63
Zr	189	140	130	131	155	154	147	131	126	144	121	129	92
Niggli-Werte													
si	249	250	261	245	243	180	230	298	263	121	221	234	324
al	39,98	37,93	38,98	35,87	38,52	29,35	36,84	39,46	38,11	17,54	34,45	36,05	42,20
fa	27,99	27,15	26,67	29,16	28,76	38,12	30,87	26,65	25,46	45,24	31,52	28,63	23,20
c	13,55	16,87	17,43	16,81	15,80	19,59	17,33	18,37	20,23	27,13	18,06	13,22	13,74
alk	18,48	18,05	16,92	18,17	15,92	12,94	14,95	15,52	16,11	10,09	15,97	17,10	20,51
k	0,32	0,31	0,32	0,33	0,36	0,47	0,33	0,34	0,27	0,42	0,31	0,36	0,26
mg	0,45	0,41	0,38	0,47	0,42	0,53	0,47	0,43	0,46	0,79	0,47	0,46	0,22
qz	75	78	94	73	82	29	71	136	98,5	-19	57,2	66	141

Prob. Nr.	H ₁₄	H ₇	H ₆	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄	H ₅	H ₁₁	H ₃	H ₄	H ₆	H ₇
Si O ₂ (Gew.%)	66,7	70,0	74,4	63,0	48,6	51,7	55,8	75,5	69,9	48,2	65,8	64,1	60,8
Ti O ₂	0,52	0,41	0,29	0,68	0,50	0,67	1,31	0,08	0,42	1,48	0,31	0,72	0,75
Al ₂ O ₃	17,1	15,7	16,2	17,7	12,6	17,4	15,9	15,1	15,8	11,5	17,3	16,4	18,0
Fe gas. als Fe ₂ O ₃	4,50	3,41	2,59	5,34	10,2	7,10	8,22	1,11	3,41	10,4	3,60	5,47	5,52
Mn O	0,05	0,05	0,04	0,05	0,17	0,10	0,13	0,03	0,06	0,18	0,04	0,08	0,07
K ₂ O	1,22	1,07	0,78	1,73	13,0	7,80	4,14	0,26	1,30	9,12	1,23	1,60	1,91
Ca O	3,92	3,11	3,13	5,25	10,1	11,0	8,03	0,72	2,92	10,9	4,32	4,70	5,12
K ₂ O	2,08	2,26	1,97	1,82	1,50	0,68	1,60	4,90	2,10	5,02	2,04	2,25	2,21
Na ₂ O	2,63	3,34	2,04	3,55	1,29	0,97	2,47	2,65	3,02	1,38	2,68	3,58	2,53
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,07	0,16	0,05	0,10	0,37	0,13	0,08	1,07	0,15	0,15	0,14
Sua.	98,83	99,43	101,51	99,28	98,01	97,52	97,97	100,48	99,01	99,25	97,47	99,05	97,05
G.v.	0,53	0,46	0,49	0,87	1,26	1,92	0,78	0,52	0,35	2,21	0,28	0,47	0,69
Rb (ppm)	150	153	118	87	67	17	50	343	112	176	123	91	124
Sr	46	93	40	186	206	326	333	7	120	400	105	146	102
Zr	111	131	154	276	34	76	232	47	133	157	153	236	191
Miggi-Werte													
si	285	326	385	230	127	102	164	454	328	108	340	265	225
al	43,07	43,11	49,52	38,22	25,34	15,6	27,6	53,57	43,8	15,21	45,69	40,08	39,27
fa	22,42	19,58	16,31	24,32	42,13	57,05	36,82	7,51	21,42	48,36	12,95	19,70	26,13
c	17,95	15,52	17,39	20,61	24,71	22,74	25,41	4,64	14,71	26,25	21,21	20,88	20,31
alk	16,56	21,8	16,77	16,86	3,40	4,64	10,09	34,27	20,07	10,19	20,15	20,34	14,29
k	0,34	0,31	0,39	0,25	0,32	0,43	0,30	0,55	0,31	0,71	0,33	0,29	0,37
mg	0,35	0,38	0,37	0,39	0,83	0,71	0,50	0,31	0,43	0,63	0,45	0,53	0,40
cz	118	136	218	63	14,2	-16,4	24,4	217	148	-32	159	34	67,8

Prob. Nr.	M ₁₀	M ₁₂	M ₁₃	M ₁₄	M ₁₅	M ₁₆	M ₁₉	M ₂₀	M ₂₂	M ₂₅	M ₂₆	M ₂₇	M ₂₈
Si O ₂ (Gew.%)	53,9	62,9	65,8	63,1	66,2	53,7	67,2	52,8	71,5	72,2	57,1	53,5	64,1
Ti O ₂	1,67	0,75	0,65	0,66	0,50	1,51	0,53	0,78	0,15	0,47	0,96	1,15	0,73
Al ₂ O ₃	14,0	16,9	17,0	17,8	16,6	16,1	16,6	11,1	17,0	15,6	15,7	15,1	16,2
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	8,52	5,77	6,22	5,58	3,67	8,87	4,04	9,80	1,39	3,70	7,57	7,51	5,70
Mn O	0,13	0,09	0,05	0,07	0,04	0,12	0,07	0,14	0,03	0,07	0,12	0,10	0,06
Mg O	8,17	2,00	2,63	1,27	1,33	5,72	1,48	11,7	0,81	1,94	3,79	11,4	2,52
Ca O	9,31	4,58	2,02	4,48	3,45	8,96	3,53	8,40	1,12	1,97	10,4	9,01	3,98
K ₂ O	1,88	2,28	1,98	2,11	1,90	2,79	2,12	2,07	4,49	2,43	0,95	1,45	2,19
Na ₂ O	2,41	3,34	3,38	3,51	3,95	1,55	2,85	0,21	3,21	2,80	0,75	1,72	2,11
P ₂ O ₅	0,44	0,16	0,16	0,15	0,10	0,48	0,14	0,11	0,13	0,14	0,17	0,11	0,18
Sua.	100,43	98,77	99,89	98,73	97,74	99,80	98,56	97,11	99,83	101,32	97,51	101,05	97,77
G.V.	1,18	0,85	0,56	0,47	n.b.	0,87	0,93	1,01	1,18	0,83	1,73	2,01	0,86
Rb (ppm)	59	83	72	76	126	33	271	109	229	130	30	56	90
Sr	320	6	133	206	220	520	173	113	20	73	40	286	153
Zr	131	258	225	239	158	195	82	43	68	137	121	123	127
Niggli-Werte													
si	144	253	285	261	284	156	292	137	377	338	188	121	276
al	22,45	40,19	43,52	43,55	42,0	27,61	42,57	17,08	52,87	43,16	30,51	20,29	41,15
fe	41,58	21,09	27,37	16,81	20,50	34,91	32,08	35,45	9,26	26,91	28,35	51,80	25,64
c	26,87	19,8	9,4	19,93	15,87	27,93	16,45	23,49	6,33	9,91	36,74	22,01	18,38
alk	9,49	18,93	19,71	19,69	21,63	9,55	17,9	3,98	31,53	20,02	4,40	5,91	14,83
k	0,34	0,31	0,28	0,28	0,24	0,54	0,33	0,87	0,48	0,36	0,45	0,36	0,41
mg	0,79	0,57	0,62	0,47	0,41	0,71	0,42	0,82	0,69	0,50	0,66	0,75	0,63
qr	6,72	78	106	83	97	18	120	137	377	338	198	121	276

Prob. Nr.	M ₂₉	M ₃₀	M ₃₁	M ₃₂	M ₃₆	M ₃₈	M ₃₉	M ₄₃	M ₄₅	M ₄₆	M ₄₇
Si O ₂ (Gew.%)	57,8	61,7	76,4	73,7	73,4	62,1	67,8	73,1	63,7	72,1	71,8
Ti O ₂	0,97	1,48	0,08	0,30	0,39	1,06	0,43	0,30	0,41	0,29	0,38
Al ₂ O ₃	16,4	15,7	15,6	15,8	15,4	17,9	16,8	15,8	19,0	15,5	16,2
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	7,38	7,47	0,91	2,84	3,05	7,07	3,46	2,91	3,79	2,85	3,52
Mn O	0,11	0,08	0,01	0,05	0,05	0,10	0,04	0,05	0,07	0,05	0,09
Mg O	4,71	3,45	0,24	0,45	1,32	1,90	1,98	1,02	1,40	1,10	1,17
Ca O	6,17	5,45	0,95	1,94	2,13	5,11	3,30	2,19	2,28	1,53	1,73
K ₂ O	2,41	2,18	4,42	3,34	3,07	1,76	2,94	2,84	4,00	3,66	3,64
Na ₂ O	1,33	1,50	2,85	0,91	2,85	2,56	4,35	3,28	4,70	3,07	2,15
P ₂ O ₅	0,20	0,32	0,06	0,07	0,05	0,17	0,08	0,08	0,07	0,06	0,10
Sum.	97,48	99,33	101,52	99,40	101,71	99,73	101,18	101,57	99,60	100,21	100,78
G.V.	1,24	0,80	0,60	0,75	0,88	n.b.	0,56	0,48	0,46	1,09	1,82

Rb (ppm)	89	83	210	150	172	68	55	136	207	170	162
Sr	160	146	40	33	160	100	553	93	196	120	40
Zr	103	94	44	139	129	174	234	171	179	137	158

Niggli-Werte

si	199	237	426	455	381	245	284	378	261	382	359
al	33,34	35,65	54,58	53,98	44,53	41,88	43,51	46,8	46,05	45,86	47,09
fe	34,11	30,89	6,24	16,52	21,11	22,14	18,85	18,56	14,68	19,3	22,03
c	22,80	22,50	6,04	12,05	11,20	21,69	10,84	10,66	10,04	8,22	9,14
alk	9,75	10,96	33,14	17,46	23,16	14,29	26,80	24,7	29,22	26,64	21,73
k	0,54	0,49	0,51	0,71	0,41	0,31	0,30	0,36	0,36	0,44	0,53
mg	0,71	0,64	0,34	0,24	0,46	0,51	0,69	0,41	0,58	0,43	0,39
qz	60	93,8	220	257	167	88,84	90,77	167	45	159	172

Prob. Nr.	EB ₅	EB ₆	EB ₇	EB ₈	EB ₉	EH ₄	EH ₇	EA ₄	B ₁	B ₂	B ₃	B _{4A}	B _{4B}
Si O ₂ (Gew.%)	67,4	59,5	74,9	62,4	65,3	65,1	66,6	72,0	63,3	64,5	60,9	74,8	58,4
Ti O ₂	0,62	0,98	0,05	0,75	0,64	0,64	0,57	0,42	0,80	0,64	0,86	0,31	0,71
Al ₂ O ₃	15,6	16,7	15,6	17,6	16,8	16,9	15,4	16,2	17,8	17,0	17,1	15,6	17,1
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	5,04	6,60	0,94	5,47	5,02	5,45	4,96	3,68	6,02	4,62	6,46	2,03	6,97
Mn O	0,07	0,10	0,04	0,08	0,07	0,05	0,04	0,06	0,08	0,06	0,08	0,03	0,13
Mg O	1,37	2,42	0,08	1,31	1,07	4,59	3,44	1,60	2,43	2,14	2,62	1,01	2,72
Ca O	3,98	5,50	0,56	4,79	4,37	1,68	2,88	2,20	5,15	5,01	5,97	2,65	5,29
K ₂ O	2,07	2,34	4,76	2,02	2,20	3,16	1,78	1,80	2,12	2,12	1,86	2,02	2,33
Na ₂ O	3,23	3,28	3,18	3,82	3,45	3,18	4,04	2,81	2,85	2,91	3,12	2,64	3,34
P ₂ O ₅	0,15	0,21	0,10	0,17	0,18	0,17	0,17	0,11	0,13	0,12	0,11	0,05	0,24
Sua.	99,53	97,63	100,21	98,41	99,10	100,92	99,88	100,83	100,68	99,12	99,10	101,14	97,24
Gew.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Ro (ppm)	93	125	389	106	91	184	85	94	137	113	n.b.	124	137
Sr	200	140	7	206	220	80	100	14	221	160	n.b.	160	133
Zr	267	180	23	157	247	314	192	173	141	116	n.b.	102	133

--Kiggli-aerte

si	307	223	456	253	285	252	247	367	242	264	224	400	214
al	41,97	37,03	56,00	42,21	43,29	38,62	37,45	48,73	40,23	41,09	36,93	49,19	36,98
fo	18,24	23,22	3,08	16,59	15,48	34,63	28,99	19,49	22,83	20,41	23,6	12,37	24,94
c	19,47	22,17	3,65	20,88	20,47	6,98	12,73	12,03	21,16	22,01	23,58	15,19	20,75
alk	20,32	17,58	37,26	20,31	20,75	19,77	20,84	19,76	15,78	16,48	15,9	23,24	17,33
k	0,30	0,32	0,50	0,26	0,30	0,40	0,22	0,30	0,33	0,30	0,30	0,41	0,31
ag	0,51	0,58	0,24	0,48	0,45	0,77	0,73	0,62	0,60	0,64	0,61	0,55	0,60
qz	126	53,5	207	72,6	102	73,3	91,3	188	79,6	98,5	60,2	207	44,9

Lamprophyre Reischbergkar (G.S.)

(Analysen: Dipl. Geol. M. REISSINGER)

Prob. Nr.	B ₅	B ₆	B ₇	B ₈	B ₉	A ₂₄	A ₂₈	A ₃₁	A ₃₅	A _{43a}	A ₄₈
Si O ₂ (Gew.%)	67,2	72,1	62,8	65,5	73,2	49,3	51,4	52,6	56,2	49,7	49,5
Ti O ₂	0,56	0,38	0,77	0,70	0,36	0,76	0,68	0,63	0,59	1,40	0,85
Al ₂ O ₃	15,8	15,1	16,4	16,2	14,9	8,6	9,0	15,5	13,9	11,6	14,2
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	4,80	2,91	5,93	5,55	3,38	10,7	9,1	12,0	9,4	14,4	13,3
Mn O	0,08	0,04	0,08	0,08	0,04	0,20	0,27	0,18	0,15	0,32	0,18
Mg O	2,03	1,44	2,40	2,64	0,67	18,1	17,5	6,7	10,1	9,7	11,3
Ca O	3,50	2,67	4,84	4,55	2,28	10,3	11,8	8,5	6,2	11,0	7,6
K ₂ O	2,18	3,82	1,83	2,45	3,15	0,67	0,24	1,6	0,54	0,75	1,8
Na ₂ O	2,64	2,91	2,85	3,07	3,09	0,2	1,0	0,68	1,9	2,5	0,3
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,16	0,13	0,08	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Sum.	98,90	101,44	98,06	100,87	101,15	98,83	100,99	98,39	98,98	101,37	99,03
G.V.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	4,0	7,3	3,2	2,1	3,2	1,3
Rb (ppm)	130	160	124	144	105	26	-	32	25	27	52
Sr	126	160	166	163	133	324	290	474	451	-	142
Zr	139	134	140	145	160	212	-	17	121	50	11
Niggli-Werte											
si	283	n.b.	229	241	369	94,9	98,4	134	143	105	110
al	39,2	n.b.	35,9	35,1	44,3	9,8	10,2	23,4	20,9	14,5	18,6
fe	28,2	n.b.	30,1	30,2	18,1	67,8	63,5	49,0	56,7	54,3	60,1
c	15,8	n.b.	19,3	17,9	12,3	21,3	24,2	23,3	16,9	25,0	18,1
alk	16,6	n.b.	14,6	16,6	25,2	1,2	2,2	4,3	5,6	6,2	3,2
k	0,35	n.b.	0,30	0,34	0,40	0,69	0,14	0,61	0,16	0,16	0,80
mg	0,45	n.b.	0,44	0,48	0,28	0,77	0,79	0,52	0,68	0,57	0,62
qz	116	n.b.	71,3	74,4	168	-9,8	-10,2	17,4	20,8	-19,1	-2,9

Zweiglimmergneise Reischbergkar (Analysen: Dipl. Geol. M. REISSINGER)

Prob. Nr.	A ₂₁	A ₂₂	A ₂₃	A ₂₆	A ₂₇	A ₂₉	A ₃₀	A ₃₂	A ₃₃
Si O ₂ (Gev.%)	75,9	74,4	74,2	73,3	74,1	71,2	72,5	71,0	71,4
Ti O ₂	0,32	0,34	0,35	0,35	0,30	0,36	0,43	0,42	0,37
Al ₂ O ₃	15,4	14,8	15,5	15,3	12,8	14,7	14,5	14,9	14,3
Fe ges. als Fe ₂ O ₃	2,1	2,2	2,4	2,9	2,1	2,9	3,0	2,8	2,9
Mn O	0,03	0,03	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06
Mg O	1,3	1,31	1,6	2,1	0,76	2,4	1,6	2,6	1,8
Ca O	1,1	1,2	1,3	1,8	1,3	1,3	2,0	1,7	2,2
K ₂ O	1,7	1,3	1,8	1,8	1,6	4,7	1,8	1,7	2,2
Na ₂ O	4,0	5,8	3,8	3,6	5,1	1,5	5,0	3,6	4,7
P ₂ O ₅	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Sum.	101,85	101,38	100,99	101,22	98,11	99,1	100,89	98,76	99,93
Gew.	1,2	1,1	1,4	2,1	1,3	1,2	1,1	1,2	1,9
Rb (ppm)	62	48	61	72	36	28	49	52	70
Sr	170	170	293	377	295	224	372	151	204
Zr	182	199	187	186	175	187	199	187	179
Niggli-Werte									
si	404	370	378	349	41,9	333	339	335	319
al	48,4	43,4	46,6	43,0	42,7	40,6	40	41,4	37,7
fm	18,9	18,0	21,6	25,6	15,6	27,1	21,9	28,4	22,0
c	6,3	6,4	7,1	9,2	7,9	6,5	10,0	8,6	10,5
alk	26,4	23,1	24,7	22,1	33,8	25,8	28,0	21,6	29,8
k	0,22	0,13	0,24	0,25	0,17	0,17	0,19	0,24	0,32
mg	0,55	0,54	0,56	0,58	0,41	0,62	0,51	0,64	0,55

K u r z l e b e n s l a u f:

Name: Egfrid Christian Prosser

Geburtstag: 12.05.1944

Geburtsort: Reitendorf

Eltern: Dipl.-Ing. Otto Prosser und Felizitas,
geb. Tausch

Schulen: 1950 - 1952 Volksschule Neuenhammer
bei Weiden/Opf.
1952 - 1954 Volksschule München-Laim
1955 - 1964 Karlsgymnasium München-Pasing

Wehrdienst: 1964 - 1966 Geb.Jg.Btl. 232 Berchtesgaden

Studium: 1966 - 1972 Fach: Geologie an der Ludwig-
Maximilians-Universität München
1969 Diplomgeologen-Vorprüfung
1972 Diplomgeologen-Hauptprüfung
Sommer 1972: Befristete Stelle am Bayer.
Geologischen Landesamt als
Dipl.-Geologe
Nov.1972 - März 1973: wiss. Mitarbeiter
Sommer 1973: Beginn der Dissertation mit
dem Thema:
"Petrographisch-geochemische
Untersuchungen im Zillertaler
Zentralgneis als Beitrag zum
Zentralgneisproblem".

